

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RECONSTITUTION PALÉOÉCOLOGIQUE DE DEUX TOURBIÈRES BORÉALES  
À L'HOLOCÈNE RÉCENT DANS LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE EASTMAIN,  
BAIE JAMES, QUÉBEC

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR  
JULIE LOISEL

JUILLET 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

J'exprime d'abord toute ma gratitude à la directrice de mes travaux, Michelle Garneau, pour m'avoir patiemment et généreusement guidée, encouragée et soutenue tout au long de mes études. Par sa sagesse, son travail méticuleux et son inspirante passion pour la science, elle m'a enseigné la vie de chercheure, me transmettant ainsi l'un des plus beaux cadeaux qui soit. Je la remercie également pour sa confiance en moi ainsi que pour les nombreuses opportunités qu'elle m'a offertes au cours de ces années. Je tiens aussi à remercier les professionnels de recherche Luc Pelletier et Hans Asnong, du GEOTOP, pour la coordination des travaux de terrain et de laboratoire, leur aide dévouée et attentive, leurs suggestions judicieuses, et pour les moments de plaisir passés en leur compagnie. Je remercie également André Parent, du département de géographie de l'UQÀM, pour l'impression de multiples documents.

Le contenu scientifique de ce mémoire n'aurait pu être le même sans les nombreuses discussions que j'ai eues avec Dr Jean-François Hélie, Dr Bassam Ghaleb, Dr Adam A. Ali et Prof. Claude Hillaire-Marcel (GEOTOP), Prof. Robert K. Booth (Lehigh, É.-U), Prof. Frank M. Chambers, (Gloucestershire, Angl.) ainsi qu'avec Prof. T. R. Moore et Prof. Nigel T. Roulet (McGill). Je remercie toutes ces personnes pour leurs nombreux enseignements. Je suis également très reconnaissante envers Pierre J.H. Richard, du département de géographie de l'Université de Montréal, pour ses qualités de pédagogue et de scientifique. Ses sages conseils m'ont éclairée à plusieurs reprises, son parcours constitue un exemple à suivre, et sa confiance m'a donné des ailes.

Je tiens à souligner le bon travail accompli par Claire Lacroix, Alexandre Lamarre, Caroline l'Heureux, Gabrièle Guay et Diane Charbonneau du GEOTOP. Sans leurs efforts, leurs encouragements et leur sympathique compagnie à la lueur des microscopes, ce mémoire aurait été publié dans au moins deux ans encore! Merci également à mes amis et collègues Jessica L.-Banville, Simon van Bellen, Pierre-Luc Dallaire, Louis Tremblay et Anne Quillet pour avoir partagé ce bout de chemin avec moi.

Ce mémoire n'aurait pu être réalisé sans l'amour, le soutien moral et les nombreux moments de détente que m'a offerts mon ami, confident et amoureux, Daniel Brosseau. Je le remercie particulièrement des limites qu'il a sagement su imposer à mon rythme de travail déraisonnable afin que notre mode de vie demeure harmonieux. Merci également au soutien et aux encouragements offerts par maman, papa, Nadia et le reste de la famille.

Je remercie également le Dr Alain Tremblay (conseiller scientifique senior en environnement pour Hydro-Québec Production), le Conseil national de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG; bourse 332444-2006), le Fonds québécois de recherche pour la nature et les technologies (FQRNT; bourse 114113-2007) ainsi que le Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN; bourse 1775) du Ministère des Affaires Indiennes du Canada pour avoir rendu possible ce projet de recherche.

Je tiens enfin à remercier Edward A.D. Mitchell (Lausanne, Suisse) et Pierre J.H. Richard pour les commentaires et corrections apportés à une version préliminaire de ce mémoire.

## TABLE DES MATIÈRES

<b>LISTE DES FIGURES.....</b>	<b>vii</b>
<b>LISTE DES ÉQUATIONS .....</b>	<b>ix</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX .....</b>	<b>x</b>
<b>LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES.....</b>	<b>xi</b>
<b>LISTE DES SYMBOLES .....</b>	<b>xiii</b>
<b>LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES.....</b>	<b>xiv</b>
<b>RÉSUMÉ.....</b>	<b>xvi</b>
<b>CHAPITRE I .....</b>	<b>1</b>
<b>INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Les tourbières, archives paléoécologiques.....</b>	<b>2</b>
<b>1.2 Le rôle des tourbières dans le cycle biogéochimique du carbone .....</b>	<b>3</b>
<b>1.3 Présentation de la recherche .....</b>	<b>6</b>
<b>CHAPITRE II.....</b>	<b>8</b>
<b>RÉGION D'ÉTUDE.....</b>	<b>8</b>
<b>2.1 Localisation et description sommaire de la région d'étude .....</b>	<b>8</b>
2.1.1 Paléogéographie, paléophytogéographie et paléoclimatologie holocènes .....	9

2.1.2	Données climatiques, hydrologiques et écologiques régionales .....	12
<b>2.2</b>	<b>Les tourbières .....</b>	<b>12</b>
2.2.1	Choix des tourbières à l'étude.....	13
2.2.2	Tourbières du Lac Le Caron (EM-476) et Mosaik (EM-473).....	13
<b>CHAPITRE III</b>	<b>.....</b>	<b>18</b>
<b>MÉTHODES ET ANALYSES</b>	<b>.....</b>	<b>18</b>
<b>3.1</b>	<b>Échantillonnage, collecte et analyse des données de surface .....</b>	<b>18</b>
3.1.1	Végétation de surface et mesures de la nappe phréatique.....	19
3.1.2	Composition isotopique du carbone des sphaignes de surface .....	20
<b>3.2</b>	<b>Échantillonnage, collecte et analyse des données paléoécologiques.....</b>	<b>22</b>
3.2.1	Carottes de tourbe .....	22
3.2.2	Techniques d'analyse et de traitement des données paléoécologiques.....	23
<b>CHAPITRE IV</b>	<b>.....</b>	<b>35</b>
<b>RÉSULTATS</b>	<b>.....</b>	<b>35</b>
<b>4.1</b>	<b>Late-Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: potential and limits of multi-proxy analyses.....</b>	<b>37</b>
4.1.1	Introduction.....	37
4.1.2	Study sites .....	40
4.1.3	Methodology .....	41
4.1.4	Results.....	45
4.1.5	Discussion .....	62
4.1.6	Acknowledgments.....	69
4.1.7	References.....	69
4.1.8	Tables and figures .....	78

<b>4.2</b>	<b>Modern Sphagnum <math>\delta^{13}\text{C}</math> signatures follow a surface-moisture gradient in two boreal peat bogs, James Bay lowlands, Québec.....</b>	<b>90</b>
4.2.1	Introduction.....	90
4.2.2	Methodology .....	92
4.2.3	Results and Discussion.....	94
4.2.4	Conclusion .....	96
4.2.5	Acknowledgments.....	98
4.2.6	References.....	98
4.2.7	Tables and figures.....	101
<b>4.3</b>	<b>Sphagnum <math>\delta^{13}\text{C}</math> values as indicators of palaeohydrological changes in a boreal peat bog, James Bay, Québec .....</b>	<b>107</b>
4.3.1	Introduction.....	107
4.3.2	Study site.....	109
4.3.3	Methodology .....	109
4.3.4	Results.....	110
4.3.5	Discussion .....	111
4.3.6	Conclusion .....	114
4.3.7	Acknowledgments.....	114
4.3.8	References.....	114
4.3.9	Figures .....	119
	<b>CONCLUSION.....</b>	<b>121</b>
	<b>RÉFÉRENCES.....</b>	<b>127</b>
	<b>ANNEXE A .....</b>	<b>146</b>
	<b>ANNEXE B .....</b>	<b>156</b>
	<b>ANNEXE C .....</b>	<b>158</b>

## LISTE DES FIGURES

### Chapitre I

<b>Figure 1.1</b>	Schéma simplifié du cycle du carbone dans les tourbières.....	5
-------------------	---	---

### Chapitre II

<b>Figure 2.1</b>	Localisation des tourbières à l'étude. ....	10
<b>Figure 2.2</b>	Tourbière Lac Le Caron.....	15
<b>Figure 2.3</b>	Photographie de la tourbière Lac Le Caron. ....	16
<b>Figure 2.4</b>	Photographie de la tourbière Mosaik. ....	16
<b>Figure 2.5</b>	Tourbière Mosaik.....	17

### Chapitre III

<b>Figure 3.1</b>	Répartition des 12 sites d'échantillonnage au sein des UMS en fonction des biotopes ainsi que des Sphagnaceae dans chacune des deux tourbières étudiées. ....	19
<b>Figure 3.2</b>	Échantillonnage des sphaignes de surface. ....	22
<b>Figure 3.3</b>	Profondeur de nappe phréatique optimale (points rouges) et tolérance (lignes grises) des principaux taxons de thécamibes rencontrés dans les sédiments tourbeux holocènes.....	26

### Chapitre IV

<b>Figure 4.1</b>	Location Maps.....	79
<b>Figure 4.2</b>	Age-depth models.....	80
<b>Figure 4.3</b>	Diagrams for core LLC_RiP2.....	82
<b>Figure 4.4</b>	Diagrams for core LLC_MaP1.....	84
<b>Figure 4.5</b>	Diagrams for core MOS_RiP2.....	86
<b>Figure 4.6</b>	Diagrams for core MOS_MaP1.....	88
<b>Figure 4.7</b>	Summary of all four reconstructions. ....	89
<b>Figure 4.8</b>	Leaf structure of <i>Sphagnum</i> Acutifolia, Cuspidata and <i>Sphagnum</i> types.....	104
<b>Figure 4.9</b>	James Bay lowlands region and peatlands location.....	105



<b>Figure 4.10</b> <i>Sphagnum</i> $\delta^{13}\text{C}$ values and relative position in the hummock-hollow gradient.....	106
<b>Figure 4.11</b> Palaeohydrological reconstruction for core LLC_RiP2.....	119
<b>Figure 4.12</b> <i>Sphagnum</i> $\delta^{13}\text{C}$ values (vs V-PDB) as a function of depth along the peat sequence.....	120

## LISTE DES ÉQUATIONS

### Chapitre III

<b>Equation 1</b>	Calcul du fractionnement isotopique du carbone.....	21
-------------------	---	----

## LISTE DES TABLEAUX

### Chapitre IV

<b>Table 4.1</b>	AMS radiocarbon date results. ....	78
<b>Table 4.2</b>	<i>Sphagnum</i> $\delta^{13}\text{C}$ values and relative position in the hummock-hollow.....	101
<b>Table 4.3</b>	<i>Sphagnum</i> $\delta^{13}\text{C}$ values: averages and standard deviations. ....	103

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

AMS	<i>Accelerator mass spectrometry</i> Spectrométrie de masse à accélérateur de particules
ANOVA	<i>Analysis of variance</i> Analyse de variance
BP	<i>Before present</i> Avant l'actuel
C	Carbone
cf.	<i>Confer</i> Fait référence à
ca	<i>Circa</i> Environ
cal. BP	<i>Calibrated years before present</i> Années étalonnées avant l'actuel
CE	Conductivité électrique (unités : $\mu\text{S}/\text{cm}$ )
$\text{CE}_{\text{corr}}$	Conductivité électrique corrigée (unités : $\mu\text{S}/\text{cm}$ )
$\text{CH}_4$	Méthane
$\text{CO}_2$	Dioxyde de carbone
COD	Carbone organique dissous
D	Deutérium
ECM	Épisode chaud médiéval
EM-1	Eastmain-1
GEOTOP	Centre de recherche en géochimie et en géodynamique
GES	Gaz à effet de serre
LORCA	<i>Long-term apparent rate of carbon accumulation</i> Taux apparent d'accumulation du carbone à long terme
PAF	Perte au feu
PAG	Petit-Âge Glaciaire
RERCA	<i>Recent apparent rate of carbon accumulation</i> Taux apparent d'accumulation du carbone récent
sp.	<i>Species</i> Espèce

ssp.	Sous-espèce
UMS	Unité morphologique de surface
UOM	<i>Unidentifiable organic matter</i> Matière organique non identifiable
UQÀM	Université du Québec à Montréal
V-PDB	Vienna Pee Dee <i>Belemnitella americana</i>
WA-PLS	<i>Weighted average partial least square</i> Moyenne pondérée des moindres carrés

## LISTE DES SYMBOLES

a	Année	
°C	Degré Celsius	
Bq	Bequerel	1 Bq = 60 dpm
cm	Centimètre	
cm <sup>3</sup>	Centimètre cube	
dpm	<i>Decay per minute</i> (décomposition par minute)	1 dpm = 1/60 Bq
Gt	Gigatonne	1 Gt = 1 X 10 <sup>15</sup> g
h	Heure	
ka	Millier d'années	
km <sup>2</sup>	Kilomètre carré	
m	Mètre	
m <sup>2</sup>	Mètre carré	
mg	Milligramme	
Pg	Pétagramme	1 Pg = 1 X 10 <sup>15</sup> g
pH	Mesure de l'acidité	
T	Pourcentage de lumière transmise	
T <sub>corr.</sub>	Pourcentage corrigé de lumière transmise	
T°	Température en degrés Celsius	
Tg	Téragramme	1 Tg = 1 X 10 <sup>12</sup> g
%	Pourcent	
‰	Pour mille	
±	Plus ou moins	
δ	Delta	
σ	Sigma	
μm	Micromètre	
μS	Micro siemens	

## LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

*Andromeda glaucophylla* Link  
*Carex disperma* Dewey  
*Carex limosa* L.  
*Carex oligosperma* Michx  
*Carex pauciflora* Lightf  
*Carex trisperma* Dewey  
*Chamaedaphne calyculata* (L.) D. Don  
*Cladopodiella fluitans* (Nees) Joerg.  
*Drepanocladus fluitans* (Hedw.) Warnst.  
*Drosera intermedia* Hayne  
*Drosera rotundifolia* L.  
*Eriophorum vaginatum* L. ssp. *spissum* (Fern.) Hultén  
*Eriophorum virginicum* L.  
*Kalmia angustifolia* L.  
*Kalmia polifolia* Wang.  
*Larix laricina* (DuRoi) K. Koch  
*Myrica anomala* (Hook) S. Gray  
*Picea mariana* (Mill.)  
*Pinus banksiana* Lamb.  
*Pleurozium schreberi* (Brid.) Mitt.  
*Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd  
*Rhynchospora alba* (L.) Vahl.  
*Rubus chamaemorus* L.  
*Sarracenia purpurea* L.  
*Scheuchzeria palustris* L.  
*Sphagnum angustifolium* (Russow) C.E.O. Jensen  
*Sphagnum capillifolium* (Ehrhart) R. Hedwig  
*Sphagnum fallax* (H. Klinggraff) H. Klinggraff

- Sphagnum fuscum* (Schimper) H. Klinggraff  
*Sphagnum lindbergii* Lindberg  
*Sphagnum magellanicum* Bridel  
*Sphagnum majus* (Russow) C.E.O. Jensen  
*Sphagnum papillosum* Lindberg  
*Sphagnum pulchrum* (Braithwaite) Warnstorf  
*Sphagnum rubellum* Wilson  
*Sphagnum russowii* Warnstorf  
*Sphagnum teres* (Schimper) Angstrom  
*Sphagnum warnstorffii* Russow  
*Trichophorum cespitosum* (L.) Hartman  
*Vaccinium angustifolium* Ait.  
*Vaccinium oxycoccos* L.



## RÉSUMÉ

L'analyse stratigraphique de quatre carottes récoltées dans deux tourbières boréales de la région des basses terres de la Baie James, Québec, a été effectuée dans le but de colliger, interpréter et comparer les résultats des reconstitutions paléoécologiques et paléohydrologiques issues des divers marqueurs biotiques et abiotiques contenus dans des séquences tourbeuses d'un mètre de profondeur. Ce travail a permis la reconstitution des conditions hydroclimatiques passées et leur influence sur le taux d'accumulation de la tourbe au cours de l'Holocène récent (~ 3 000 dernières années). La quantification du taux d'accumulation à court et à long terme du carbone au sein de ces écosystèmes boréaux a également été réalisée. Les macrorestes végétaux, les thécamibes, le rapport carbone/azote, le taux d'humification et la densité sèche de la tourbe représentent les indicateurs retenus pour les analyses. La composition isotopique du carbone des sphaignes a également été étudiée à la surface de la tourbière ainsi que le long d'une des quatre séquences tourbeuses afin d'en évaluer le potentiel à titre d'indicateur paléohydrologique.

Pour chaque carotte, l'analyse *multi-proxy* a permis, en plus de reconstituer l'histoire de la tourbière à l'échelle locale, d'évaluer les limites d'interprétation liées à chacun des indicateurs. À titre indicatif, il s'est avéré que l'analyse des thécamibes a difficilement favorisé la distinction entre les périodes humides et les périodes très humides. À l'échelle locale, la comparaison de reconstitutions *multi-proxy* issues de deux séquences tourbeuses provenant d'une même tourbière a permis de reconnaître le rôle des facteurs allogènes et autogènes sur les conditions d'accumulation de la tourbe. L'influence du régime hydrologique et du contexte géomorphologique propres à chacun des sites de carottage a effectivement été reconnue par certains des indicateurs employés. Pour sa part, la comparaison de l'évolution paléohydrologique des deux tourbières à l'Holocène récent s'est avérée être un défi vu l'interprétation des changements locaux qui est ressortie des résultats. En effet, les successions écologiques des profils tourbeux, principalement fondées sur les assemblages de macrorestes végétaux et de thécamibes, ont révélé des différences d'origine autogène, lesquelles ont complexifié la distinction de l'apport des conditions régionales dans la dynamique de l'accumulation de la tourbe. Deux périodes plus humides, soit une première vers 900 cal. BP et une seconde, vers 350 cal. BP, ont tout de même été identifiées dans l'ensemble des séquences et ont permis d'inférer une influence allogène sur l'accumulation de la tourbe. Dans ce travail, l'accent a été mis autant sur l'interprétation des reconstitutions paléoécologiques que sur l'analyse des forces et faiblesses des indicateurs utilisés.

Mot-clés : tourbières, Holocène, Québec, changements climatiques, paléoécologie.

## CHAPITRE I

### INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE

Les tourbières sont définies comme étant des terres humides organiques, saturées en eau et ayant accumulé au moins 40 cm de tourbe (Groupe de travail national sur les terres humides, 1988; 1997; Rydin et Jeglum, 2006; Tarnocai et Stolbovoy, 2006). À l'échelle planétaire, elles forment le groupe le plus répandu de milieux humides (Charman, 2002). Les tourbières figurent également parmi les écosystèmes terrestres les plus efficaces en termes de stockage de carbone. Bien qu'elles n'occupent que 3 % de la superficie des terres émergées, elles auraient séquestré, au cours de l'Holocène, entre 180 et 455 Pg de carbone (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002), soit près du tiers de la réserve terrestre mondiale de carbone.

Le développement de la grande majorité des tourbières boréales a eu lieu entre 12 000 et 8000 ans dans les régions ayant été couvertes par les glaciers du Wisconsinien Supérieur (Franzén, 1994; Weider *et al.*, 1994; MacDonald *et al.*, 2006; Tarnocai et Stolbovoy, 2006; Gorham *et al.*, 2007). Aujourd'hui, les tourbières eurasiennes et nord-américaines occupent environ 4 millions de km<sup>2</sup> et constituent le plus vaste complexe de milieux humides du monde (MacDonald *et al.*, 2006). Alors qu'environ 14 % du territoire canadien (~ 1,142 millions de km<sup>2</sup>; ~ 150 Gt C) est occupé par des tourbières (Tarnocai et Stolbovoy, 2006), c'est approximativement 8 à 12 % de la superficie du Québec qui est représentée par celles-ci (Payette et Rochefort, 2001).

### 1.1 Les tourbières, archives paléoécologiques

Les tourbières constituent des archives naturelles capables de relater l'histoire climatique à une échelle séculaire, voire décennale (Chambers et Charman, 2004). Le niveau occupé par les indicateurs biostratigraphiques parmi les horizons de tourbe peut directement être associé au moment de leur production et de leur sédimentation, permettant ainsi d'inférer les conditions climatiques ayant favorisé leur établissement et développement (Aaby, 1976; Warner, 1990a; 1990b; Barber *et al.*, 1999; Lavoie, 2001). Généralement, les tourbières ombrotrophes (ou bogs) sont préconisées pour de telles études puisque leur hydrologie est étroitement liée aux précipitations et par extension, au climat (Aaby, 1976; Blackford, 2000; Blundell et Barber, 2005). Le pH des systèmes ombrotrophes est généralement inférieur à 5, ce qui permet la conservation des indicateurs biotiques pendant de longues périodes. Alors que les sphaignes dominent la strate muscinale des tourbières ombrotrophes, les éricacées et cypéracées caractérisent respectivement les strates arbustive et herbacée (Charman, 2002). Une nappe phréatique perchée et indépendante de l'aquifère caractérise également ces écosystèmes. La profondeur de cette nappe d'eau fluctue au cours de la saison estivale (Birks et Birks, 1980; Groupe de travail national sur les terres humides, 1997). De plus, la topographie de surface de ces tourbières présente souvent une succession de buttes et de dépressions (Nungesser, 2003). La genèse ainsi que le maintien de ces formes au fil du temps font toutefois l'objet de théories qui s'opposent (Birks et Birks, 1980; Barber, 1981; Payette, 2001; Charman, 2002; Rydin et Jeglum, 2006).

Puisqu'elles se situent généralement sous l'altitude du terrain minéral environnant, les tourbières minérotrophes (fens) sont alimentées à la fois par les eaux météoritiques et par des eaux minérogènes souterraines relativement riches en minéraux dissous (Payette, 2001). Les fens sont également caractérisés par une nappe phréatique près de la surface, une circulation d'eau à la surface et/ou sous cette dernière et un pH généralement entre 5,5 et 8,0 (Birks et Birks, 1980; Payette, 2001; Charman, 2002). La réponse de ces tourbières aux conditions hydroclimatiques s'avère donc plus complexe que celle des bogs vu les apports en eau provenant de l'aquifère régional.

Le modèle classique de succession hydrosérale menant à la formation d'une tourbière ombrotrophe suggère d'abord le passage d'un environnement lacustre à un milieu minérotrophe avant d'atteindre des conditions d'ombrotrophie (Zobel, 1988; Foster et Wright, 1990; Hu et Davis, 1994; Hugues et Barber, 2003). Des facteurs autogènes tels que l'accumulation de la tourbe au-delà de l'influence de l'aquifère régional seraient responsables de cette succession (Foster et Wright, 1990; Kuhry *et al.*, 1993). De récentes études suggèrent toutefois une certaine influence des conditions hydroclimatiques (facteurs allogènes) sur la dynamique temporelle de cette succession (Hugues, 2000; Hugues *et al.*, 2000; Hugues et Dumayne-Peaty, 2002; Hugues et Barber, 2003; 2004).

Facteurs allogènes et autogènes interagissent donc sur le développement ainsi que sur le mode de fonctionnement des tourbières et il n'est pas toujours aisé de distinguer lequel de ces deux groupes de facteurs influe le plus. La plupart des auteurs s'accordent toutefois sur le fait que les processus autogènes dominent le développement des tourbières, mais « qu' il existera toujours une hiérarchie incontournable des facteurs allogènes sur les facteurs autogènes » (Payette, 2001, p. 40). À cet effet, Charman (2002) propose que les mécanismes autogènes rythment l'évolution de la tourbière, alors que les processus allogènes provoquent un stress à l'équilibre en cours. Les effets des facteurs allogènes sur l'évolution s'avèrent multiples : ralentissement, accélération, stabilisation et même renversement de la dynamique initiale sont possibles (Charman, 2002). La dynamique induite par les facteurs allogènes et autogènes est donc inhérente à toute analyse historique, mais elle constitue paradoxalement la principale limite à la compréhension des mécanismes d'accumulation de la tourbe ainsi qu'aux interprétations climatiques issues des données stratigraphiques tirées des carottes de tourbe (Lavoie, 2001).

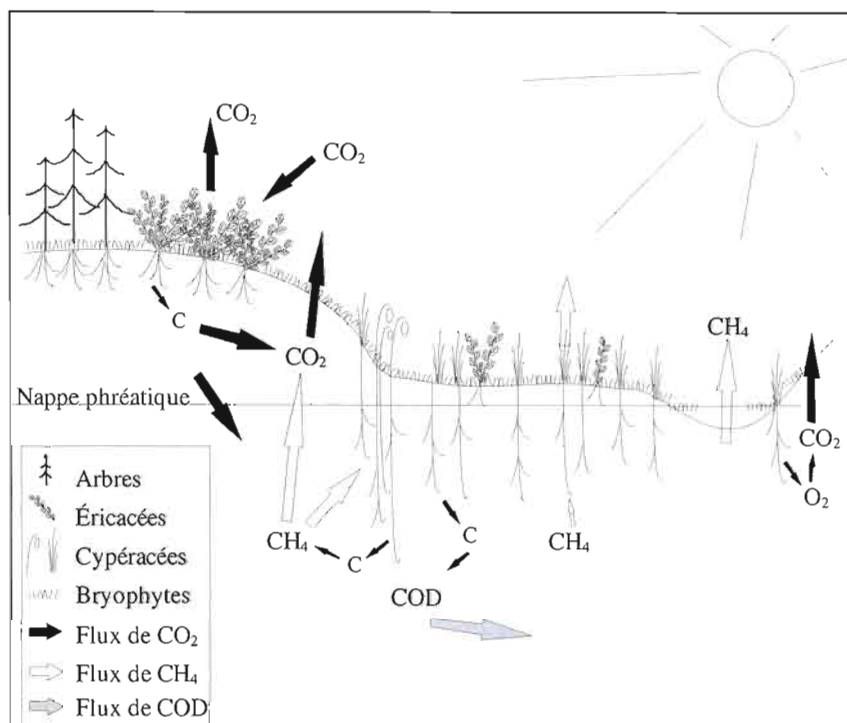
## 1.2 Le rôle des tourbières dans le cycle biogéochimique du carbone

À la fois reconnus comme de substantiels puits de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) et comme l'une des principales sources naturelles de méthane ( $\text{CH}_4$ ) vers l'atmosphère (fig. 1.1, p. 5;

Moore et Roulet, 1993; Whiting et Chanton, 2001; Mikaloff Fletcher *et al.*, 2004), les écosystèmes tourbeux participent activement aux fluctuations de la concentration atmosphérique du CO<sub>2</sub> et du CH<sub>4</sub> (Blodau, 2002; Frolking et Roulet, 2007; Roulet *et al.*, 2007). Alors que la séquestration de CO<sub>2</sub> via le processus de photosynthèse des plantes des tourbières a permis un refroidissement global de l'atmosphère au cours de l'Holocène (Franzén, 1994; Klinger, Taylor et Franzén, 1996), un réchauffement a également été induit par leurs émissions permanentes de CH<sub>4</sub> (Whiting et Chanton, 2001; Frolking et Roulet, 2007). L'équilibre entre le stockage et le rejet de carbone au sein des tourbières est régi par une multitude de facteurs parmi lesquels figurent la végétation en place et les conditions hydroclimatiques ambiantes (Belyea et Clymo, 2001; Belyea et Malmer, 2004; Malmer *et al.*, 2005). De nombreuses incertitudes quant aux effets de la dynamique de ces facteurs sur l'accumulation du carbone ainsi que sur les échanges de gaz à effet de serre (GES) entre les tourbières et l'atmosphère complexifient toutefois la modélisation de l'apport des tourbières au cycle global du carbone (MacDonald *et al.*, 2006; Frolking et Roulet, 2007). En effet, la variabilité des mécanismes est élevée et leur portée peut être ressentie à diverses échelles spatiotemporelles. La capacité de séquestration du carbone des tourbières boréales fait présentement l'objet de nombreux travaux vu les conditions hydroclimatiques projetées pour le prochain siècle (Kettles et Tarnocai, 1999; Dorrepaal *et al.*, 2004; Malmer *et al.*, 2005; Franzén, 2006; Tarnocai, 2006).

Donc, si l'effet du changement climatique se manifeste à court terme dans le bilan de carbone d'une tourbière, de quelle manière celui-ci pourrait-il influencer l'accumulation de la tourbe à long terme? Serait-il possible, à partir d'analyses stratigraphiques à haute résolution, de reconstituer les conditions climatiques passées et d'évaluer leur impact sur le taux d'accumulation de la tourbe? Pourrait-on, ultimement, coupler les mécanismes d'accumulation et de décomposition de la tourbe à long terme aux interactions à court terme entre la productivité végétale, la décomposition de la litière et les conditions hydroclimatiques à l'aide de modèles basés sur les reconstitutions paléoécologiques ainsi que les mesures modernes de carbone afin de mieux comprendre les effets des changements climatiques sur les tourbières? Voilà des questions auxquelles le groupe de recherche sur la

dynamique du carbone des tourbières du GEOTOP à l'UQAM travaille à trouver des éléments de réponses.



**Figure 1.1** Schéma simplifié du cycle du carbone dans les tourbières.

De nombreuses études paléoécologiques réalisées en Eurasie ainsi qu'en Amérique du Nord ont permis de reconstituer l'histoire de centaines de tourbières et d'évaluer leur taux d'accumulation de carbone. À cet effet, les valeurs moyennes du *Long-term Apparent Rate of Carbon Accumulation* (LORCA) de ces tourbières se situent entre 13 et 30 g de carbone par m<sup>2</sup> par année (Gorham, 1991; Vitt *et al.*, 2000; Turunen *et al.*, 2002; Kuhry et Turunen, 2006). Dans l'est du Canada, les valeurs de LORCA provenant de la tourbière Mer Bleue (45,41 °N; 75,48 °O) se situent entre 14 et 22 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> (Roulet *et al.*, 2007). En Jamésie, une région pourtant couverte par environ 30 à 60 % de tourbières, la seule étude ayant documenté le taux d'accumulation du carbone a été réalisée dans le bassin versant de la

rivière La Grande (55,5 °N, 77,5 °O; Beaulieu-Audy, 2006) et les valeurs de LORCA se situent entre 22 et 27 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>. D'autres études réalisées par l'équipe de la professeure Garneau de l'UQÀM sont en cours et couvrent plusieurs sous-régions du secteur de la baie James.

Une investigation des dépôts tourbeux jamésiens est donc pleinement justifiée, d'autant plus que les modèles climatiques suggèrent une forte augmentation des températures ainsi que des précipitations (surtout hivernales) sous les latitudes boréales et subarctiques au cours des prochaines décennies (GIEC, 2001; 2007). Plusieurs études ont d'ailleurs déjà fait état des conséquences de tels changements sur ces tourbières boréales (Moore, Roulet et Waddington, 1998; Kettles et Tarnocai, 1999; Roulet, 2000; Tarnocai, 2006). Tarnocai et Stolbovoy (2006) ont, quant à eux, suggéré que la hausse probable des températures et de l'évapotranspiration sous les latitudes boréales pourrait provoquer un assèchement des tourbières, menant ainsi à un bilan de carbone positif vers l'atmosphère via des émissions substantielles de CO<sub>2</sub>.

### 1.3 Présentation de la recherche

La présente étude s'inscrit dans un projet qui porte sur la quantification du carbone contenu dans les tourbières et sols forestiers dans un secteur du bassin-versant de la rivière Eastmain, dans les basses terres de la Baie James. Ce projet vise, d'une part, à déterminer le contenu en carbone des tourbières, forêts et lacs de la région et, d'autre part, à modéliser le cycle régional du carbone de ces différents milieux ainsi qu'à définir leurs interactions avec le climat passé, actuel et projeté. L'approche multidisciplinaire du projet a permis le travail conjoint d'une trentaine de chercheurs et étudiants gradués afin de quantifier le bilan net des GES émis naturellement dans cette région et de le comparer avec celui du réservoir hydro-électrique Eastmain-1 (EM-1), dont la mise en eau a eu lieu en novembre 2005. Plus de 600 km<sup>2</sup> de tourbières, forêts, lacs et rivières ont été ennoyés par la création de ce réservoir.

Le présent mémoire s'inscrit dans le volet paléoécologique de ce projet multidisciplinaire. Il consiste à reconstituer les conditions allogènes et autogènes ayant influencé le développement de deux tourbières ombrotrophes au cours de l'Holocène récent (~ 3 000 ans), de même que les taux d'accumulation de carbone associés. Afin d'y parvenir, divers indicateurs biotiques et abiotiques ont été analysés le long de quatre séquences tourbeuses d'un mètre de longueur (deux par tourbière). L'interprétation des résultats a permis de distinguer la contribution des facteurs allogènes et autogènes ayant rythmé la dynamique récente de ces écosystèmes, d'évaluer le rôle des conditions hydroclimatiques passées sur le taux d'accumulation du carbone et de comparer les résultats obtenus par chacun des indicateurs. La signature isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) des macrorestes de sphaignes a également été analysée afin d'en évaluer le potentiel à titre d'indicateur paléohydrologique.

Le mémoire est constitué d'une description de la région d'étude (chap. II), de la méthodologie employée (chap. III), ainsi que des résultats (chap IV) présentés sous la forme de trois articles scientifiques. Le premier article est celui qui intègre la plupart des résultats. Il a été soumis à la revue *Quaternary Science Reviews* (janvier 2009) et présente la reconstitution des conditions hydroclimatiques ayant favorisé l'accumulation de la tourbe des deux tourbières au cours de l'Holocène récent à partir d'analyses *multi-proxy*. Les taux d'accumulation récent (RERCA) et à long terme (LORCA) du carbone ont été intégrés et associés aux conditions hydroclimatiques. Les deux autres articles représentent des contributions plus spécifiques. Ils traitent de l'utilisation de la signature isotopique du carbone des sphaignes comme indicateur paléohydrologique. Le second article présente les résultats des données de  $\delta^{13}\text{C}$  des sphaignes de surface et a été soumis à la revue *Journal of Quaternary Science* à l'automne 2007 (publié en mars 2009). Le troisième et dernier article a été soumis en avril 2009 sous la forme d'un rapport de recherche dans la revue *The Holocene*. Il a permis de comparer la signature isotopique des sphaignes récoltées le long d'une séquence tourbeuse aux autres indicateurs paléohydroécologiques utilisés dans la présente étude. Enfin, une conclusion générale synthétise et traite de l'ensemble des résultats obtenus.



## CHAPITRE II

### RÉGION D'ÉTUDE

La localisation des tourbières à l'étude est précisée dans le présent chapitre. Un aperçu des contextes paléogéographique, paléophytogéographique et paléoclimatique holocènes de la région y est également présenté. Enfin, les conditions climatiques, hydrologiques et écologiques actuelles de cette région sont brièvement exposées.

#### 2.1 Localisation et description sommaire de la région d'étude

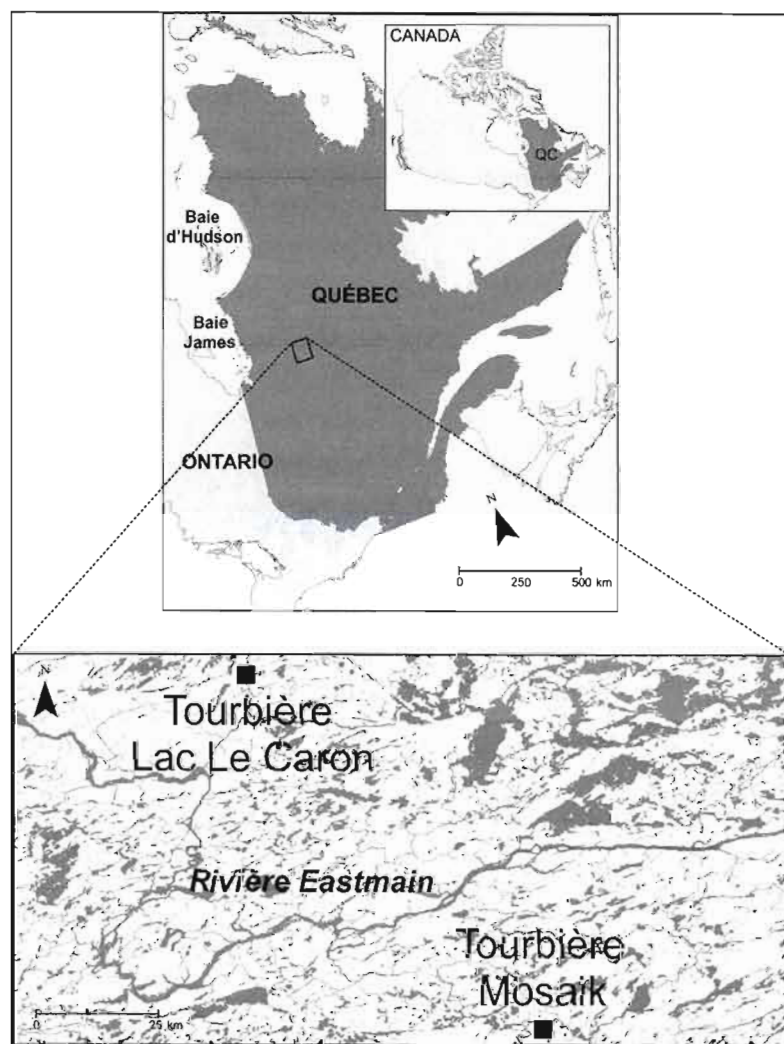
La région d'étude est localisée dans le bassin versant de la rivière Eastmain (~ 52,00 °N; 76,00 °O), lequel occupe une superficie totale d'environ 50 000 km<sup>2</sup> (D'Anglejan, 1982). Ce bassin versant est caractérisé par un relief peu accidenté qui croît régulièrement de l'ouest vers l'est, soit de la baie James vers l'intérieur des terres (Hardy, 1977). Reposant en discordance sur le socle précambrien de la Province du Lac Supérieur ainsi que sur des roches protérozoïques (Dyke *et al.*, 1989), les dépôts glaciaires couvrent la presque totalité du territoire, suggérant que d'importants remodelages du paysage ont eu lieu au cours du Quaternaire (Farley-Gill, 1980). Le relief plutôt monotone ainsi que les conditions climatiques fraîches et relativement humides de cette région se sont révélées favorables au développement de nombreuses tourbières au cours de l'Holocène (Richard, 1979). Aujourd'hui, la superficie occupée par ces tourbières atteint de 30 à 60 % dans la région d'étude (Tarnocai, Kettles et Lacelle, 2000).

### 2.1.1 Paléogéographie, paléophytogéographie et paléoclimatologie holocènes

D'après les nombreux ouvrages géomorphologiques portant sur le patron de déglaciation de la Jamésie, la région du réservoir de l'Eastmain-1 a vraisemblablement été englacée pendant toute la durée du Wisconsinien, puis a été libérée des glaces vers 8500 cal. BP (Dyke, Moore et Robertson, 2003). La Mer de Tyrrell, qui talonnait la marge glaciaire en recul, a pénétré les basses terres de la Jamésie ainsi que le secteur à l'étude via l'actuelle vallée de la rivière Eastmain. L'extension maximale de cette vaste étendue d'eau marine est datée à environ 8300 cal. BP (Vincent, 1989) et aurait atteint 274 m dans le secteur du réservoir EM-1 (Brosseau, 2008).

Au-delà de la limite marine, Brosseau (2008) a observé de nombreux dépôts fluvioglaciaires tels que chenaux, sables deltaïques et plaines d'épandage, lesquels témoignent de l'important apport sédimentaire charrié par les eaux de fonte. Il est fort probable que la tourbière du Lac Le Caron (fig. 2.1, p. 10), datée à 7510 cal. BP (Beta-223743) et située à 248 m d'altitude, se soit développée sur des dépôts d'origine deltaïque puisque des sables fins ont été identifiés à la base du dépôt organique. Pour sa part, la tourbière Mosaik (fig. 2.1, p. 10), dont l'âge basal est évalué à 7110 cal. BP (Beta-223744), est située à 297 m d'altitude, soit au-delà de la limite maximale de l'invasion marine dans la région. Sa mise en place est donc probablement associée à un placage de sédiments fluvioglaciaires déposés par des chenaux d'eau de fonte.

À ce jour, peu d'études paléoclimatiques ont été réalisées à partir d'analyses biostratigraphiques et géomorphologiques dans la région jamésienne. Celles-ci ont été publiées par Richard (1979; 1982), Lavoie et Arseneault (2001), Arseneault et Sirois (2004), Beaulieu-Audy, (2006), Ferland (2007) ainsi que Beaulieu-Audy *et al.* (sous presse). Les prochains paragraphes résument l'histoire paléoclimatique du Nord québécois.



**Figure 2.1** Localisation des tourbières à l'étude.

Le développement des tourbières n'aurait pas été uniforme dans le Nord canadien (Tarnocai et Stolbovoy, 2006; Gorham *et al.*, 2007). En effet, les datations au radiocarbone recueillies à la base de centaines de tourbières arctiques, subarctiques et boréales suggèrent que le développement des écosystèmes tourbeux arctiques aurait débuté peu de temps après la déglaciation finale, alors qu'il se serait écoulé entre 1000 et 2000 ans entre la déglaciation et l'entourbement des sites subarctiques et boréaux. Sous ces latitudes, un climat plus chaud et

sec que l'actuel aurait empêché le développement de ces écosystèmes au cours de cette période (Tarnocai et Stolbovoy, 2006). Dans le cas des régions de la baie James et de la baie d'Hudson, l'âge minimal du début de l'accumulation de la tourbe se situe vers 7000 cal. BP (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005; Bhiry, Payette et Robert, 2007; Beaulieu-Audy *et al.*, sous presse). Dans la région de la rivière Eastmain, l'âge basal des deux tourbières étudiées se situe également vers 7000 cal. BP.

Le climat néoglaciale, vraisemblablement plus frais et humide que l'actuel, s'est fait ressentir depuis environ 4000 cal. BP sous les latitudes boréales et subarctiques (Filion, 1984; Viau *et al.*, 2002; 2006). Ali, Carcaillet et Bergeron (2009) suggèrent toutefois, à partir de la reconstitution du patron des feux de forêt holocènes, que des étés secs aient caractérisé la période entre 4000 et 2000 cal. BP dans la forêt boréale québécoise. Le retour des conditions humides aurait donc eu lieu entre 2000 et 1400 cal. BP dans cette région. Cette hypothèse est corroborée par les résultats de Beaulieu-Audy *et al.* (sous presse).

À l'échelle nord-américaine, l'amélioration climatique associée à l'épisode chaud médiéval (ECM) aurait débuté vers 1650 cal. BP et culminé vers 1000 cal. BP (Viau *et al.*, 2002). Pour sa part, le refroidissement associé au Petit-Age glaciaire (PAG) serait centré autour de 600 cal. BP et aurait duré environ 400 ans. Ces intervalles climatiques ne sont toutefois pas bien représentés dans les reconstitutions paléoclimatiques de la région dû à la faible résolution de la plupart des analyses. Une période chaude (960 - 700 cal. BP) suivie d'une période fraîche (700 cal. BP à l'actuel) ont toutefois été identifiées par Filion (1984) grâce à l'analyse de la migration des dunes après le passage de feux de forêt dans la région de la baie d'Hudson. De bas niveaux lacustres entre 1650 et 1700 A.D. ont aussi été identifiés dans la région subarctique et seraient expliqués par de faibles précipitations hivernales pendant le PAG (Payette et Filion, 1993; Bégin et Payette, 1988).

### 2.1.2 Données climatiques, hydrologiques et écologiques régionales

Les données moyennes mensuelles de température et de précipitations estivales pour la région proviennent de la station météorologique La Grande rivière A (53°37,8' N, 77°42,0' O) et couvrent la période 1971-2000. Au cours de cette période, les températures moyennes mensuelles enregistrées par Environnement Canada (2008) ont été de -23,2 °C en janvier et de 13,7 °C en juillet alors que les précipitations annuelles moyennes ont été de 684 mm, desquelles 267 mm sont tombés sous forme de neige. À l'échelle locale, des mesures provenant de la tour météorologique (51,98 °N, 75,39 °O) installée au centre de la tourbière Mosaik sont disponibles pour la période entre juin 2006 et septembre 2007. Les données de température provenant de la tourbière Mosaik (~ 52 °N) indiquent des conditions plus clémentes que celles de la station La Grande Rivière A (~ 55,5 °N), associées à sa latitude.

Le paysage végétal de la région se trouve à la limite sud de la forêt coniférienne boréale ouverte (Payette et Bouchard, 2001). Cet ensemble est caractérisé par l'omniprésence de l'épinette noire (*Picea mariana*). Plus précisément, le domaine de la pessière noire à mousse domine le paysage végétal des stations mésiques, alors que la pessière noire à lichen occupe les stations xériques. Les pinèdes grises colonisent les sites après feux, alors que quelques bétulaies blanches et peupleraies faux-tremble caractérisent certains secteurs de succession secondaire (Banville, Paré et Garneau, en révision). Les principales espèces constituant la strate arbustive de ces différents stades forestiers sont *Rhododendron groenlandicum*, *Kalmia angustifolia* et *Vaccinium angustifolium*. Enfin, les espèces non-vasculaires les plus fréquentes sont *Pleurozium schreberi* ainsi que plusieurs Sphagnaceae et lichens.

## 2.2 Les tourbières

Selon la classification canadienne des terres humides, le secteur de l'Eastmain-1 est situé dans la portion méridionale de l'ensemble du Haut-Boréal humide (Groupe de travail national sur les terres humides, 1997; Grenier *et al.*, 2008). Les systèmes tourbeux de cette

région sont majoritairement ombrotrophes et présentent un patron de surface où alternent buttes et dépressions. La plupart de ces tourbières sont colonisées par des éricacées à *Chamaedaphne calyculata* et à *Vaccinium angustifolium*, et sont caractérisées par un tapis continu de sphaignes. Bien que présents, *Picea mariana* et *Larix laricina* sont généralement limités aux biotopes les plus secs (buttes) alors qu'une strate herbacée principalement composée de cypéracées colonise la portion plus humide (dépressions) du gradient microtopographique de surface.

### 2.2.1 Choix des tourbières à l'étude

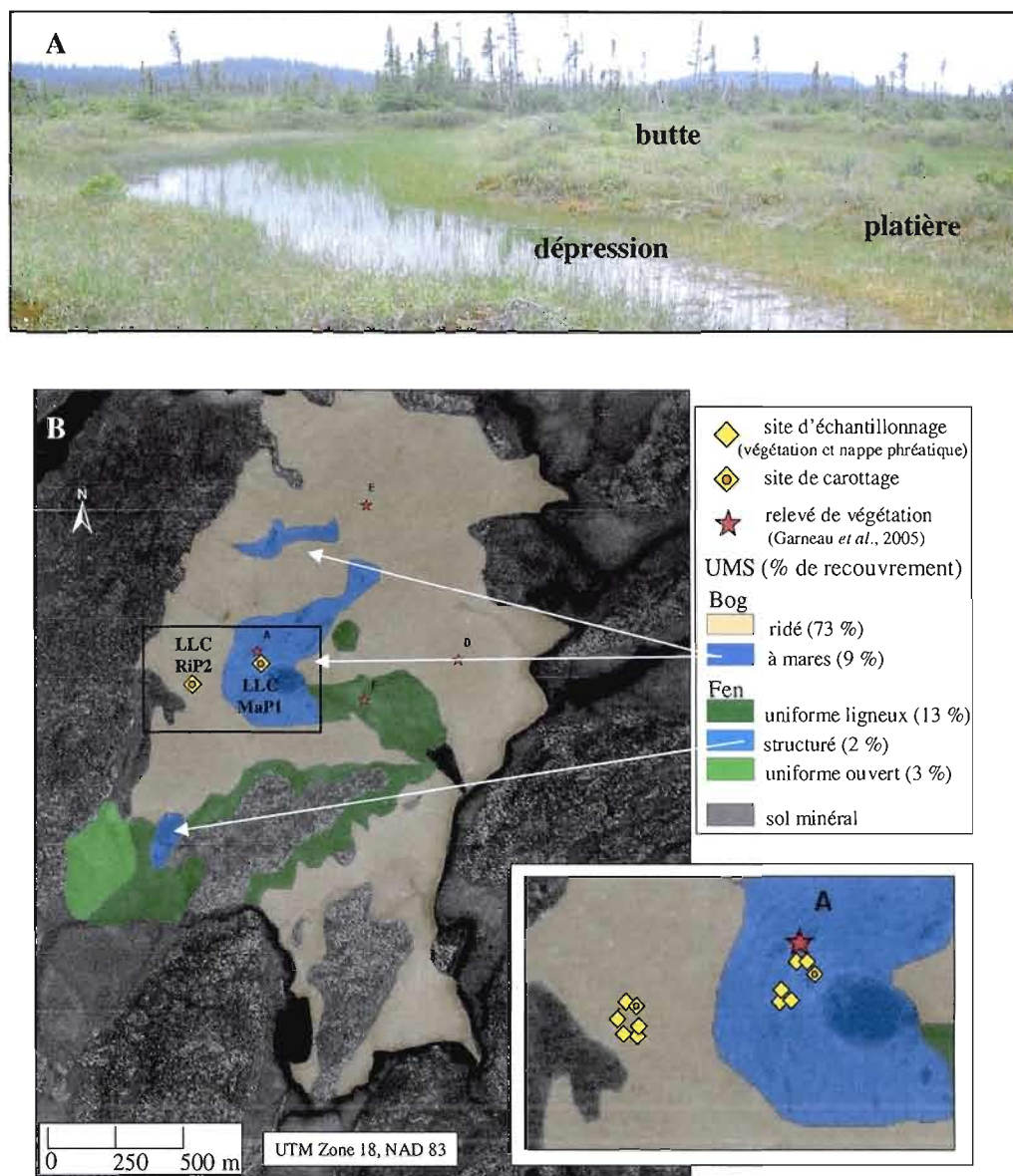
À partir d'un ensemble de critères physiographiques, hydrologiques, et écologiques visant à assurer leur représentativité à l'échelle régionale (Garneau *et al.*, 2005), six tourbières ont été sélectionnées pour la réalisation du projet sur la quantification du carbone des tourbières du secteur de l'Eastmain-1. Les tourbières retenues pour la présente étude (Lac Le Caron et Mosaik) font partie de ce groupe de six tourbières.

### 2.2.2 Tourbières du Lac Le Caron (EM-476) et Mosaik (EM-473)

Les tourbières Lac Le Caron (fig. 2.2, p. 15; fig. 2.3, p. 16) et Mosaik (fig. 2.4, p. 16; fig. 2.5, p. 17) occupent respectivement une superficie de 2,5 et de 2,8 km<sup>2</sup>. De type ombrotrophe avec un patron de surface principalement de type ridé (Garneau *et al.*, 2005), leur relief présente une succession de buttes et de dépressions, les premières étant positionnées de 20 à 40 cm au-dessus de la nappe phréatique. Les mesures de pH présentent des moyennes autour de 4. La plupart du temps, des valeurs plus acides ont été obtenues pour les buttes (pH < 4) que les dépressions (pH > 4). La végétation arbustive est principalement composée d'éricacées, dont *Chamaedaphne calyculata*, *Kalmia angustifolia*, *Rhododendron groenlandicum* (*Ledum groenlandicum*) et *Andromeda glaucophylla*. *Picea mariana* et *Larix laricina* sous forme arbustive (d'une taille inférieure à trois mètres) ont également

sporadiquement été recensés. Les cypéracées les plus fréquentes sont *Eriophorum vaginatum* ssp. *spissum*, *Trichophorum cespitosum* (*Scirpus cespitosus*), *Scheuchzeria palustris* ainsi que quelques espèces de *Carex*, dont *C. oligosperma*, *C. pauciflora* et *C. limosa*. Enfin, la strate muscinale est dominée par *Sphagnum fuscum* et *S. capillifolium* sur les buttes, *S. angustifolium*, *S. magellanicum*, *S. rubellum*, *S. papillosum* et *S. pulchrum* sur les platières, et *S. teres*, *S. majus* et *S. lindbergii* dans les dépressions. Le contact minéral de la tourbière du Lac Le Caron se trouve à 530 cm sous la surface alors que celui de la tourbière Mosaik est à 385 cm.

Les figures 2.2 (p. 15) et 2.5 (p. 17) présentent la distribution spatiale des unités morphologiques de surface (UMS) des tourbières (Garneau *et al.*, 2005). Le secteur à mares est situé au centre de la tourbière Lac Le Caron. L'altitude de la surface de la tourbière ainsi que du bassin minéral décroissent progressivement de l'ouest vers l'est (Dallaire et Garneau, 2008). Une nappe phréatique plus près de la surface caractérise également le secteur à mares (fig. 2.3, p. 16). Un fen, dont l'altitude est inférieure à celle du secteur à mares, permet un écoulement des eaux vers la rivière située à l'est de la tourbière. La tourbière Mosaik présente également une section centrale à mares, et deux secteurs minérotrophes ont été observés au sein de cette tourbière (fig. 2.5, p. 17). Le premier est situé à l'extrémité nord-ouest du site alors que l'autre se trouve au nord-est de l'UMS à mares à l'étude. L'écoulement des eaux provenant de l'UMS à mares s'y effectue probablement avant de rejoindre la rivière, au nord. Deux buttes rocheuses colonisées par une forêt coniférienne caractérisent également les environs des sites étudiés (fig. 2.4, p. 16).



**Figure 2.2** Tourbière Lac Le Caron. A) Section à mares de la tourbière avec identification des biotopes. B) Sites d'échantillonnage et de carottage ainsi que superficies et pourcentages de recouvrement des UMS (modifiée de Garneau *et al.*, 2005).



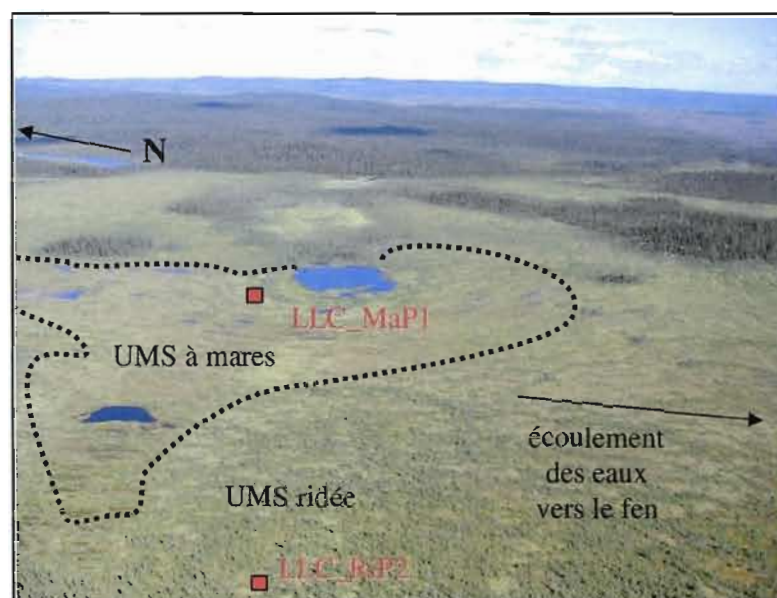


Figure 2.3 Vue générale de la tourbière Lac Le Caron.

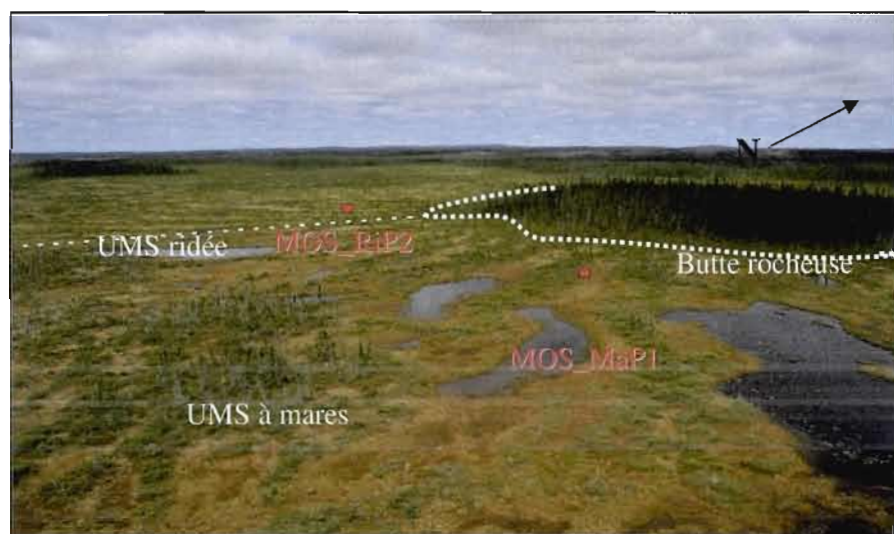
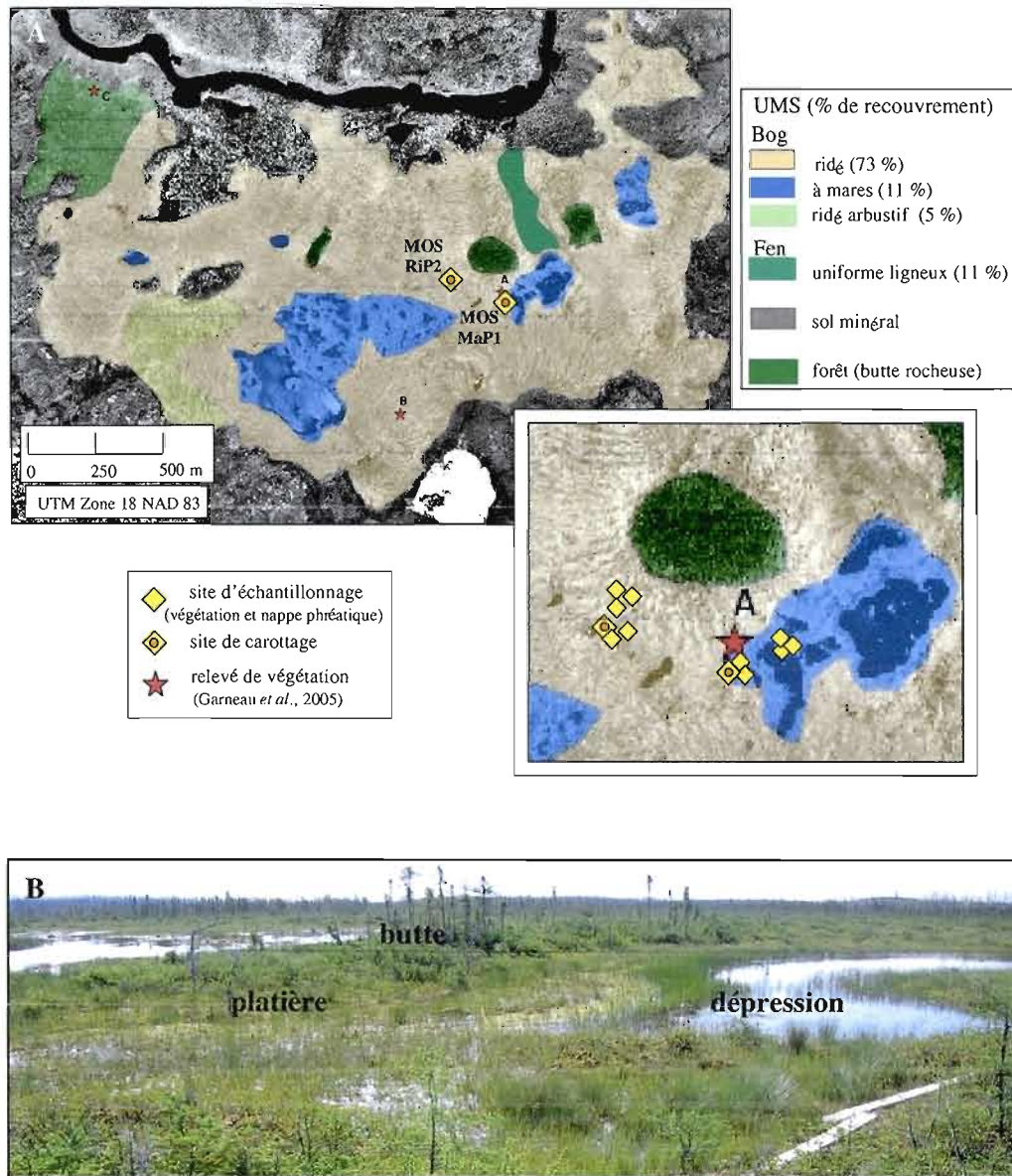


Figure 2.4 Vue générale de la tourbière Mosaik.



**Figure 2.5** Tourbière Mosaik. A) Sites d'échantillonnage et de carottage ainsi que superficies et pourcentages de recouvrement des UMS (modifiée de Garneau *et al.*, 2005). B) Section à mares de la tourbière avec identification des biotopes.

## CHAPITRE III

### MÉTHODES ET ANALYSES

Le présent chapitre décrit la démarche méthodologique encadrant cette recherche. L'échantillonnage ainsi que les techniques d'analyses et de traitement y sont détaillées.

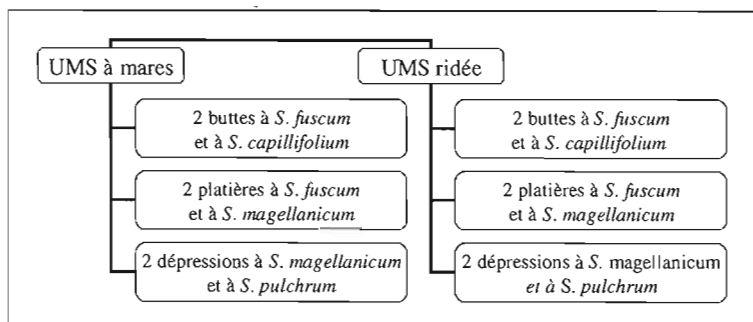
#### 3.1 Échantillonnage, collecte et analyse des données de surface

La collecte des données de surface a été effectuée à partir de 24 sites d'échantillonnage situés dans les unités morphologiques de surface « ridée » et « à mares » des tourbières lac Le Caron et Mosaik. Parmi l'ensemble des patrons de végétation ombrotrophe cartographiés par Garneau *et al.* (2005), ces UMS ont été retenues vu l'importante superficie qu'elles occupent dans les deux tourbières. Puisqu'ils possèdent des caractéristiques végétales, hydrologiques et chimiques qui leur sont propres (Charman, 2002; Payette et Rochefort, 2001), les biotopes de buttes, de platières et de dépressions ont été échantillonnés. Au total, deux buttes, deux platières ainsi que deux dépressions dans chaque UMS (ridée et à mares) de chacune des tourbières ont été sélectionnés selon les critères suivants :

- 1) l'état naturel du biotope,
- 2) une épaisseur de tourbe supérieure à 1 m,
- 3) la représentativité écologique (végétation, pente, drainage, exposition, etc.) du biotope relativement à l'UMS échantillonnée et

4) la présence de *Sphagnum fuscum* et de *S. capillifolium* sur les buttes, de *S. fuscum* et de *S. magellanicum* sur les platiers ainsi que de *S. magellanicum* et de *S. pulchrum* dans les dépressions. Ces espèces ont été retenues à cause de leur abondance et leur fréquence dans les tourbières de la région (Garneau *et al.*, 2005), et parce que leur écologie est bien documentée (Gorham et Janssens, 1992; Kuhry *et al.*, 1993; Gignac, 1994; Gauthier, 2001).

La caractérisation de la végétation de surface, la mesure des paramètres physico-chimiques de la nappe phréatique ainsi que la collecte d'échantillons de sphaignes modernes ont été réalisées en juillet 2006 aux 12 sites d'échantillonnage des deux tourbières.



**Figure 3.1** Répartition des 12 sites d'échantillonnage au sein des UMS en fonction des biotopes ainsi que des Sphagnaceae dans chacune des deux tourbières étudiées.

### 3.1.1 Végétation de surface et mesures de la nappe phréatique

La flore composant la végétation de surface a été recensée à l'intérieur de quadrats de 1 m<sup>2</sup>. Le pourcentage de recouvrement des espèces a été estimé selon les classes d'abondance de Braun-Blanquet (1932) : rare (+), 1-5 % (1), 6-25 % (2), 26-50 % (3), 51-75 % (4) et 76-100 % (5) et ce, pour les strates muscinales, herbacées, arbustives et arborescentes. La nomenclature employée pour les espèces vasculaires suit celle de Marie-Victorin (1995) alors

que celle pour les espèces invasives, elle suit celles de Crum et Anderson (1981) ainsi que de Rochefort et Ayotte (2006). Les relevés de végétation sont présentés à l'annexe A.

La profondeur ainsi que trois paramètres physico-chimiques de la nappe phréatique, soient la température ( $T^{\circ}$ ), le pH et la conductivité électrique (CE), ont été mesurés *in situ* à l'aide d'une sonde multi-paramètres dans des trous de 30 cm de profondeur. Alors que le pH donne le degré d'acidité du milieu, la conductivité électrique procure des informations qualitatives liées à la concentration en ions dissous de l'eau (Campbell et Rochefort, 2001). Le coefficient de correction de Sjors (1950) a été appliqué aux mesures de conductivité électrique. Les mesures des paramètres de la nappe phréatique sont présentées à l'annexe B.

### 3.1.2 Composition isotopique du carbone des sphaignes de surface

La composition isotopique d'un élément consiste en l'abondance de son isotope rare par rapport à celle de son isotope abondant. L'unité de mesure de cette fraction s'exprime relativement à la composition isotopique d'un standard international. Dans le cas du carbone, l'abondance des deux isotopes les plus fréquents, le  $^{12}\text{C}$  et le  $^{13}\text{C}$ , est respectivement de 98,1 % et de 1,1 %. Le standard international employé pour l'étalonnage des rapports isotopiques de carbone est le Vienna-Pee Dee *Belemnitella americana*, ou V-PDB (Coplen, 1995). Le calcul du fractionnement isotopique du carbone, exprimé par l'expression  $\delta^{13}\text{C}$ , est présenté à l'équation 1 (p. 21).

Puisque les sphaignes sont de type  $\text{C}_3$  (Rundel *et al.*, 1979), la composition isotopique de leurs tissus devrait être directement liée à celles de l'atmosphère ainsi qu'aux mécanismes de fixation du carbone du cycle de Calvin. Pourtant, des variations de 6 à 8 ‰ ont été enregistrées parmi des sphaignes colonisant une même tourbière, suggérant ainsi que d'autres facteurs de fractionnement modifient la signature isotopique du carbone des sphaignes (Rundel *et al.*, 1979; Proctor, Raven et Rice, 1992; Price *et al.*, 1997). À cet effet, plusieurs études proposent que ces variations soient redevables à des facteurs



hydroclimatiques (Farquhar, Ehleringer et Hubick, 1989; Williams et Flanagan, 1996; Ménot et Burns, 2001; Ménot-Combes, Combes et Burns, 2004; Jedrysek et Skrypek, 2005). L'hypothèse selon laquelle le  $\delta^{13}\text{C}$  des sphaignes serait lié à l'humidité de surface des tourbières a également été émise (Rice et Giles, 1994; 1996; Price *et al.*, 1997).

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R_{\text{é}}/R_{\text{s}}) - 1] 10^3$$

où

$R_{\text{é}}$  = Rapport isotopique de l'échantillon (isotope rare ( $^{13}\text{C}$ )/isotope abondant ( $^{12}\text{C}$ ))  
 $R_{\text{s}}$  = Rapport isotopique du standard (isotope rare ( $^{13}\text{C}$ )/isotope abondant ( $^{12}\text{C}$ ))  
 le  $R_{\text{s}}$  du V-PDB = 0 ‰

**Equation 1** Calcul du fractionnement isotopique du carbone (Farquhar, Ehleringer et Hubick, 1989).

Pour fins d'analyses isotopiques, un échantillon de surface a été recueilli dans chaque quadrat et entreposé à 4 °C dans un pot de plastique d'environ 950 ml (fig. 3.2, p. 22). Les échantillons prélevés devaient comprendre l'ensemble des Sphagnaceae présentées à la fig. 3.1 (p. 19). En laboratoire, quatre sphaignes par point d'échantillonnage, soit deux sphaignes de chaque espèce, ont été sélectionnées. Une fois les sphaignes séparées de la matrice tourbeuse, les trois à quatre premiers centimètres (incluant le *capitulum*) ont été coupés, lavés à l'eau déionisée (Milli-Q), lyophilisés et moulus à l'aide d'un mortier et d'un pilon en agate (Rice et Giles, 1996; Price *et al.*, 1997; Pancost *et al.*, 2003; Ménot-Combes, Combes et Burns, 2004; Loader *et al.*, 2007).

Les analyses isotopiques du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ont ensuite été réalisées sur des échantillons pesant de 0,035 à 0,045 mg à l'aide d'un analyseur élémentaire (Carlo Erba NC 1500<sup>TM</sup>) couplé à un spectromètre de masse à flux continu (Micromass Isoprime<sup>TM</sup>) au laboratoire d'isotopes stables du GEOTOP (UQÀM). Des duplicata ont été réalisés à tous les 10 échantillons, l'erreur analytique de l'appareil est de  $\pm 0,1 \text{ ‰}$  et la reproductibilité, d'environ  $\pm 0,4 \text{ ‰}$ . Enfin, les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  des sphaignes obtenues pour les diverses espèces

échantillonnées le long du gradient microtopographique ont été comparées à l'aide d'une analyse de variance Tukey-Kramer (ANOVA).



**Figure 3.2** Échantillonnage des sphaignes de surface.

### 3.2 Échantillonnage, collecte et analyse des données paléoécologiques

#### 3.2.1 Carottes de tourbe

Quatre carottes de tourbe d'un mètre de longueur ont été récoltées en août 2006 à l'aide d'un carottier manuel de type *Box* (8 X 8 X 105 cm; Jeglum *et al.*, 1992) dans les platiers des UMS ridée et à mares des deux tourbières. Les platiers ont été carottés puisqu'elles représentent le biotope le plus susceptible d'enregistrer des fluctuations hydroclimatiques (Barber *et al.*, 1999; Blackford, 2000; Mauquoy *et al.*, 2002a). L'emplacement précis de la carotte a été choisi en fonction de la représentativité de la végétation de surface ainsi que de la microtopographie. Une fois récoltées, les carottes ont soigneusement été emballées dans une pellicule de plastique et un papier d'aluminium. Elles ont été transportées dans des tubes de plastique rigide (PVC) et conservées à 4 °C. Au laboratoire, les carottes ont systématiquement été coupées en tranches d'un centimètre d'épaisseur pour fins d'analyses.

### 3.2.2 Techniques d'analyse et de traitement des données paléoécologiques

Plusieurs indicateurs biostratigraphiques et géochimiques ont été retenus pour réaliser cette étude. Les techniques employées sont brièvement présentées.

#### 3.2.2.1 Type de tourbe et degré de décomposition

Le type de tourbe ainsi que le degré de décomposition des macrorestes végétaux ont été évalués à l'aide de la méthode développée par Troëls-Smith (1955). Des échantillons ont été analysés à tous les 4 cm le long des quatre carottes à l'aide d'une loupe binoculaire. Les variations du type de tourbe le long des carottes sont présentées dans les colonnes stratigraphiques des diagrammes de rhizopodes et de macrorestes végétaux.

#### 3.2.2.2 Thécamibes (rhizopodes)

Les thécamibes (ou rhizopodes) sont des organismes unicellulaires occupant les premiers trois à cinq cm de la surface des tourbières (Mitchell et Gilbert, 2004) et possédant une thèque (*test*) résistante, laquelle sert à l'identification des taxons (Charman, Hendon et Woodland, 2000). Ces derniers réfèrent à des genres (ex : *Arcella* sp.), et souvent à des espèces (ex : *Arcella discoides*). Bien que d'importants travaux taxonomiques aient été réalisés au XIX<sup>e</sup> et au début du XX<sup>e</sup> siècle (Penard, 1902; Cash et Wailes, 1915), ce n'est que depuis la fin du XX<sup>e</sup> siècle que l'écologie ainsi que la taxonomie de ces organismes a été précisée et que des fonctions de transfert, permettant d'associer des assemblages de rhizopodes à des profondeurs de nappe phréatique statistiquement significatives, ont été développées (fig. 3.3, p. 26; Booth et Sullivan, 2007; Charman *et al.*, 2007; Booth, 2008). L'ubiquité des thécamibes a permis la comparaison d'assemblages modernes et une classification des taxons en fonction de leur tolérance hydrologique a été réalisée (Warner,



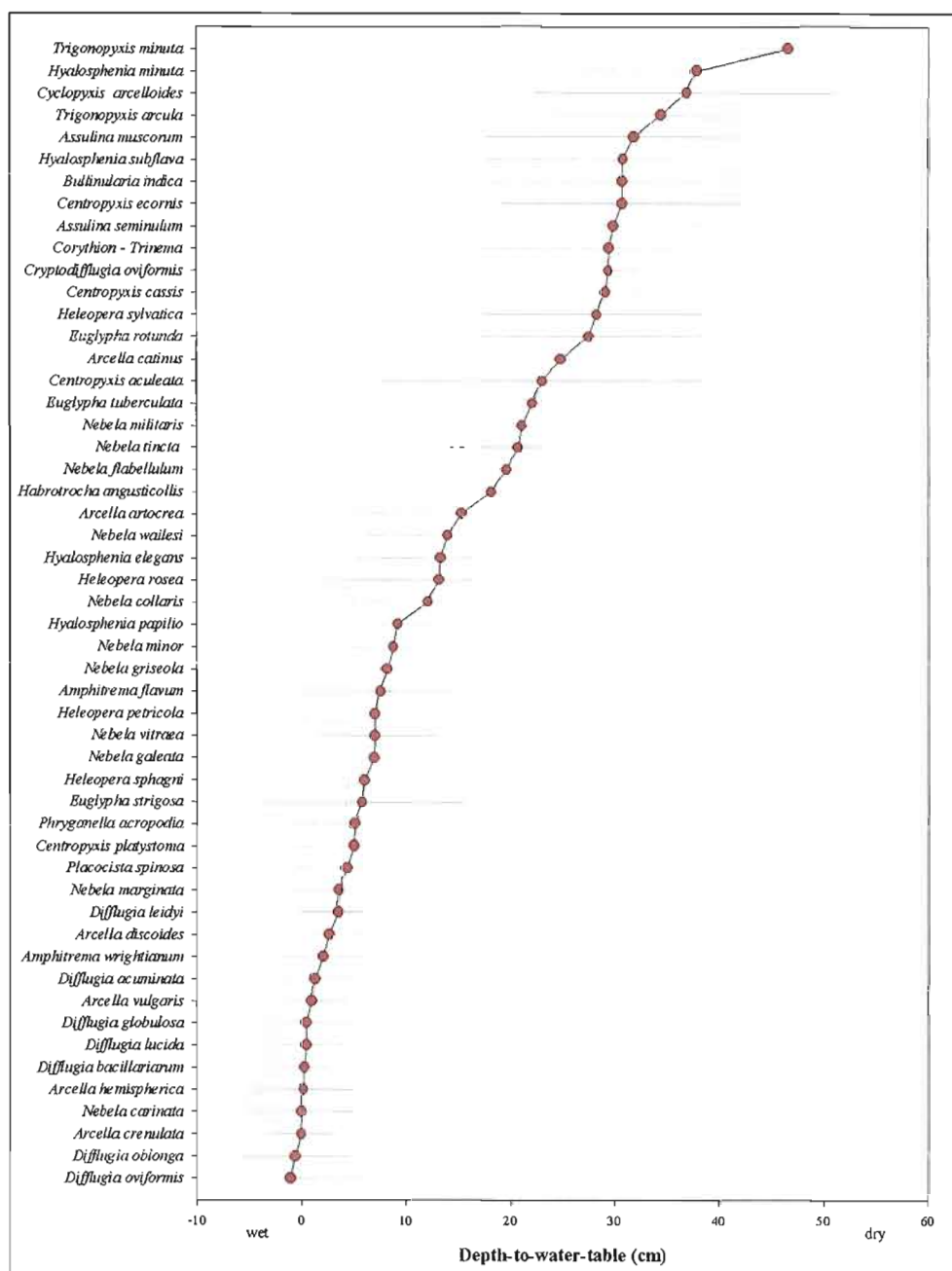
1990b; Booth, 2001; 2002; Charman, 2001; 2002; Booth et Jackson, 2003; Booth *et al.*, 2005). Ces travaux ont principalement eu cours au Canada (Warner et Charman, 1994), au Royaume-Uni (Woodland, Charman et Sims, 1998), en Suisse (Mitchell *et al.*, 1999), en Nouvelle-Zélande (Charman, 1997), en Pologne (Lamentowicz et Mitchell, 2005) ainsi qu'aux États-Unis (Booth, 2002; Payne *et al.*, 2006).

Le principal avantage que possèdent les thécamibes par rapport aux autres indicateurs paléohydrologiques vient du fait que ces microorganismes présentent un temps de régénération relativement court (Mitchell, 2004). À cet effet, Charman, Hendon et Woodland (2000) suggèrent qu'entre 9 et 27 générations de rhizopodes peuvent coloniser la surface d'une tourbière chaque année, bien que peu de travaux aient été effectués sur la reproduction de ces protozoaires (Heal, 1962). Cet avantage amène toutefois quelques complications lors de l'analyse et de l'interprétation des assemblages recensés puisque les conditions d'humidité de la surface d'une tourbière fluctuent au cours d'une année. Des tendances sont toutefois perceptibles au sein des assemblages modernes et fossiles et permettent d'en inférer la position nappe phréatique (Warner, Asada et Quinn, 2007).

Il importe également de mentionner que certains assemblages fossiles ne possèdent pas d'analogues modernes. C'est le cas, entre autres, de la codominance de *Hyalosphenia subflava* et du type *Diffflugia pulex*. Puisqu'il a déjà été associé à des épisodes secs et/ou à des valeurs élevées de densité sèche de tourbe, cet assemblage pourrait simplement refléter la conservation préférentielle de ces deux seuls taxons (Booth, *comm. pers.*). De plus, la reconstitution de la profondeur de la nappe phréatique des fens eutrophes et mésotrophes serait plus complexe que celle des fens oligotrophes et des bogs à cause, entre autres, d'une plus grande alcalinité de ces écosystèmes. Il s'avère possible que les thécamibes répondent davantage au régime nutritif de ces fens riches qu'à la profondeur de la nappe phréatique, d'autant plus que ces écosystèmes sont caractérisés par une nappe phréatique qui fluctue énormément au cours d'une année. Peu d'études concernent toutefois la dynamique des rhizopodes dans les environnements minérotrophes (Opravilova et Hajek, 2006; Mitchell, Payne et Lamentowicz, 2007; Payne et Mitchell, 2007).

Des échantillons de 2 cm<sup>3</sup> de tourbe ont été prélevés à tous les 2 cm le long des carottes LLC\_RiP2 et MOS\_RiP2 et à tous les 4 cm sur le long des carottes LLC\_MaP1 et MOS\_MaP1. Les thécamibes ont ensuite été isolés de la matrice tourbeuse selon les procédures standard (Charman, Hendon et Woodland, 2000). Plus précisément, une tablette de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971) a d'abord été ajoutée aux échantillons. Ces derniers ont ensuite bouilli dans l'eau distillée pendant une dizaine de minutes puis ils ont été tamisés à 355 et à 15 µm. Le matériel inférieur à 355 et supérieur à 15 µm a été centrifugé, teint, et de la glycérine a été ajoutée à la fin du traitement. La nomenclature suit celle de Booth (2002), laquelle a été modifiée de Charman, Hendon et Woodland (2000), et l'identification a été réalisée à l'aide des clés de Booth et Sullivan (2007) ainsi que de Charman, Hendon et Woodland (2000). Pour chaque échantillon analysé, une population de 150 rhizopodes a été recensée. La profondeur de la nappe phréatique a été reconstituée à partir d'une fonction de transfert de type *weighted average partial least square* réalisée à l'aide du logiciel C2 (WAPLS; Booth, 2008). *Habrotrocha angusticollis*, un rotifère abondant dans les tourbières (Warner et Chengalath, 1988), a été dénombré en même temps que les rhizopodes et inclus dans les reconstitutions de la nappe phréatique.

Les assemblages de rhizopodes sont présentés sous la forme de diagrammes réalisés à l'aide du logiciel TG View 2.0.2 (Grimm, 2004) dans lesquels la présence de chaque espèce est désignée par un pourcentage relatif à la population totale de l'échantillon. Une exagération de 4 X (ombrage grisâtre sur les diagrammes) a été ajoutée aux taxons présentant de faibles pourcentages afin d'en faciliter la lecture. La liste exhaustive des espèces recensées se trouve à l'annexe C.



**Figure 3.3** Profondeur de nappe phréatique optimale (points rouges) et tolérance (lignes grises) des principaux taxons de thécamibes rencontrés dans les sédiments tourbeux holocènes (tirée de Booth et Sullivan, 2007).

### 3.2.2.3 Composition isotopique du carbone des macrorestes de sphaignes

Le  $\delta^{13}\text{C}$  de chacune des parties d'une plante varie (O'Leary, 1981). Feuilles et racines ou encore cellulose et lignine possèdent, par exemple, des compositions isotopiques distinctes. À cet effet, Loader *et al.* (2007) ont observé une différence statistiquement significative entre le  $\delta^{13}\text{C}$  des branches pendantes et divergentes ainsi que de la tige de plusieurs spécimens modernes de *Sphagnum capillifolium*. Cette différence a également été rencontrée parmi les macrorestes de sphaignes qu'ils ont analysés.

Afin d'éviter un tel biais, seules les tiges de sphaignes ont été prélevées à tous les 2 cm le long du profil LLC\_RiP2. L'analyse du  $\delta^{13}\text{C}$  de ces macrorestes a impliqué le nettoyage, le séchage à 45 °C, la mouture et l'analyse isotopique de chaque échantillon (art. 3.2.2). Des duplicata ont été réalisés à tous les 10 échantillons et la reproductibilité des macrorestes de tiges de sphaignes est d'environ  $\pm 0,1 \text{ ‰}$ .

### 3.2.2.4 Macrorestes végétaux

Les macrorestes végétaux issus des sédiments tourbeux sont souvent identifiables au niveau de l'espèce (ex : aiguille de *Picea mariana*), bien que seuls le genre ou même la famille de certaines pièces peuvent parfois être déterminés (ex : rhizome d'*Eriophorum*; racines d'éricacées). Puisque la niche écologique des espèces tourbicoles est bien connue (Gorham et Janssens, 1992; Gignac, 1994; Gauthier, 2001; Gignac *et al.*, 2004) et que les macrorestes végétaux se déposent à proximité de la plante-mère, ces indicateurs possèdent un grand potentiel pour reconstituer les environnements locaux (Janssens, 1990). Les sphaignes constituent, à cet effet, des indicateurs d'humidité particulièrement efficaces puisque leur seuil de tolérance est bien circonscrit (Warner, 1990a; Bastien et Garneau, 1997; Bhiry et Fillion, 2001; Lavoie, 2001; Mauquoy *et al.*, 2002a; Mauquoy *et al.*, 2004).

La reconstitution de la végétation de surface à partir d'assemblage de macrorestes végétaux peut toutefois être problématique puisque la décomposition des pièces végétales est fortement influencée par la labilité de celles-ci (Clymo, 1984; Johnson et Damman, 1991). Par exemple, lichens et hépatiques sont rapidement décomposés dans l'acrotelme (Birks et Birks, 1980; Glaser *et al.*, 2004) alors qu'à l'opposé, les sphaignes s'avèrent plus récalcitrantes. De la même façon, les fragments de bois se préservent généralement mieux que les restes herbacés, les premiers contenant de la lignine, une substance peu labile. Les restes d'*Eriophorum* constituent toutefois une exception à cette règle puisque leurs fibres présentent une bonne résistance à la décomposition (Hugues et Barber, 2004). La composition macrofossile de la tourbe perd donc, avec le temps, les restes végétaux les plus labiles et emmagasine la fraction la plus récalcitrante à la décomposition, laquelle ne reflète pas nécessairement l'intégrité entière des assemblages de surface. La tolérance de certaines espèces (ex : *Sphagnum magellanicum*) face à des conditions hydroclimatiques changeantes peut également nuancer la détection de certaines fluctuations.

Des échantillons de 5 cm<sup>3</sup> de tourbe ont été prélevés à tous les 2 cm le long des carottes LLC\_RiP2 et MOS\_RiP2. Afin de faciliter leur extraction de la matrice tourbeuse, les macrorestes végétaux ont d'abord subi un traitement à l'hydroxyde de potassium (KOH) dilué à 5 % puis ont été chauffés pendant une quinzaine de minutes, permettant ainsi la défloculation de la tourbe. Les échantillons ont ensuite été soigneusement tamisés à 150 µm. Les macrorestes supérieurs à 150 µm ont été analysés sous une loupe binoculaire (Garneau, 1987; Speranza, van der Plicht et van Geel, 2000; Mauquoy et van Geel, 2007).

Le recensement des macrorestes végétaux s'est effectué en trois étapes. Une estimation du pourcentage de représentativité des divers types de macrorestes végétaux (sphaignes, mousses, herbacées, ligneux et matériel organique non indentifiable (*unidentifiable organic matter* : UOM)) a d'abord été effectuée afin de permettre la caractérisation de cinq types de tourbe. Les pièces telles que feuilles, graines, fruits, racines et fragments ligneux et herbacées ont ensuite été dénombrées (Bhiry et Fillion, 2001; Mauquoy et van Geel, 2007). Enfin, les macrorestes dont l'abondance ne pouvait qu'être

estimée vu leur importante quantité (ex : feuilles de bryophytes et racines) ont été évalués en pourcentage par rapport à l'ensemble du volume analysé. La nomenclature employée pour les espèces vasculaires suit celle de Marie-Victorin (1995) alors que celle pour les espèces invasculaires est de Crum et Anderson (1981) et de Rochefort et Ayotte (2006). Les diagrammes de macrorestes végétaux, réalisés à l'aide du logiciel TG View 2.0.2, présentent des résultats sous forme de courbes (pourcentages d'abondance) et d'histogrammes (dénombrement).

#### 3.2.2.5 Rapport carbone/azote

Le rapport C/N varie en fonction du contenu en carbone et en azote de la matière organique qui compose la tourbe et est fréquemment employé dans les études paléoécologiques (ex : Malmer et Holm, 1984; Kuhry et Vitt, 1996; Malmer et Wallén, 2004). L'interprétation de telles données vient du fait que le temps de résidence de la tourbe dans l'acrotelme influe grandement le rapport C/N et que le pourcentage d'azote, puisqu'il demeure inchangé au cours des processus de diagenèse, sert de référence afin de quantifier les pertes en carbone. Un faible rapport C/N, lorsque combiné à un pourcentage élevé en azote, est ainsi associé à une décomposition intensive de la tourbe dans l'acrotelme (Belyea et Warner, 1996; Mauquoy *et al.*, 2002a).

Des échantillons de tourbe de 0,5 cm<sup>3</sup> ont été prélevés à tous les 4 cm le long des quatre carottes. Ceux-ci ont d'abord été lyophilisés, congelés et moulus à l'aide d'un mortier et d'un pilon en agate. Entre 0,3 et 0,9 mg de chaque échantillon a ensuite été pesé puis analysé à l'aide d'un analyseur élémentaire (NC 2500<sup>TM</sup>) au laboratoire d'isotopes stables du GEOTOP (UQÀM). Des duplicata ont été réalisés pour tous les échantillons et la valeur moyenne a été retenue lors de l'interprétation des données. La reproductibilité analytique est d'environ  $\pm 5$  % et les résultats sont présentés sous la forme de diagrammes.

### 3.2.2.6 Taux d'humification de la tourbe

Le taux d'humification de la tourbe par colorimétrie permet d'évaluer la position de la nappe phréatique d'une tourbière (Aaby, 1976; Blackford et Chambers, 1991; 1993; Blackford, 2000; Mauquoy *et al.*, 2002a; Blundell et Barber, 2005). Par exemple, une faible humification de la tourbe, induite par un passage rapide de la matière organique de l'acrotelme vers le catotelme (nappe phréatique près de la surface), est représentée par un extrait pâle qui est facilement traversé par la lumière. La couleur de l'extrait peut toutefois être influencée par les assemblages végétaux en présence ainsi que par l'altération de molécules complexes lors des manipulations en laboratoire, ce dont il faut aussi tenir compte (Caseldine *et al.*, 2000; Yeloff et Mauquoy, 2006). Cette technique arrive néanmoins à détecter les changements majeurs d'humification, souvent liés à d'importants changements hydroclimatiques (Caseldine *et al.*, 2000).

Des échantillons de tourbe de 0,2 g (poids sec) ont été prélevés à tous les 4 cm le long des quatre carottes et leur taux d'humification a été évalué à l'aide de la méthode par colorimétrie (Blackford et Chambers, 1993). Les échantillons ont d'abord été moulus à l'aide d'un appareil à moudre le café, mélangés à une solution d'hydroxyde de sodium (NaOH) diluée à 8 %, chauffés pendant une heure et filtrés à deux reprises. Les mesures colorimétriques ont ensuite été effectuées à l'aide d'un spectrophotomètre (WPA HC 6000 *hydrocheck photometer*). Des triplicats ont été effectués et la valeur moyenne a été retenue lors des traitements statistiques. Les résultats sont présentés graphiquement sous la forme de pourcentages de lumière transmise (T) et de lumière transmise corrigée ( $T_{\text{corr.}}$ ). Les mesures de  $T_{\text{corr.}}$  sont obtenues en soustrayant la pente des données brutes de la courbe de T. Les résultats de  $T_{\text{corr.}}$  constituent donc les résidus de la courbe de lumière transmise et permettent de mieux apprécier les changements paléohydrologiques en éliminant l'influence de la décomposition à long terme de la tourbe sur les données de T (Mauquoy *et al.*, 2002a). Les résultats sont présentés sous forme de diagrammes.

### 3.2.2.7 Densité et teneur en matière organique de la tourbe

La densité (poids sec/volume frais) de la matière organique donne également des indices relatifs au temps de résidence de la tourbe dans l'acrotelme. Des densités élevées caractérisent les couches de tourbe ayant été soumises à d'importantes pertes de matériel sous des conditions aérobies, alors que des densités faibles indiquent plutôt un passage rapide de l'acrotelme au catotelme et donc, une nappe phréatique relativement élevée (Mauquoy *et al.*, 2002a; Yu *et al.*, 2003; Yu, 2006).

Des échantillons de 1 cm<sup>3</sup> ont été prélevés à tous les centimètres le long des quatre carottes. La densité de la tourbe (g/cm<sup>3</sup>) a été obtenue en séchant les échantillons à 105 °C pendant au moins 12 heures et en divisant le poids sec ainsi obtenu par le volume frais. Pour sa part, la teneur en matière organique (g/cm<sup>3</sup>) de la tourbe a été établie par la méthode de la perte au feu (PAF). Cette dernière consiste à brûler chaque échantillon pendant trois heures à 550 °C, soit la température à laquelle le carbone est entièrement oxydé en CO<sub>2</sub> (Heiri *et al.*, 2001; Santisteban *et al.*, 2004) et à diviser le poids perdu suite à cette ignition (poids sec – poids après ignition) par le volume frais (Dean, 1974). Les résultats sont présentés sous forme de diagrammes.

### 3.2.2.8 Méthodes de datation

L'épaisseur de tourbe située entre deux horizons d'âge connu correspond à l'accumulation nette qui a eu lieu pendant la période écoulée entre ces dates. Les deux indicateurs du taux d'accumulation de la tourbe employés dans le présent mémoire sont les isotopes radiogéniques du carbone (<sup>14</sup>C) et du plomb (<sup>210</sup>Pb).

Les 18 échantillons destinés à la datation au <sup>14</sup>C ont délicatement été rincés et séchés à 45 °C. Toutes les datations ont été réalisées aux laboratoires de datation Beta Analytic (Floride, É.-U.) et Keck (Californie, É.-U.) à l'aide de spectromètres de masse à accélérateur



de particules (*accelerator mass spectrometry* (AMS)). Les datations ont été étalonnées à l'aide du logiciel CALIB 5.10 et de la courbe d'étalonnage INTCAL04 (Reimer *et al.*, 2004; Stuiver et Reimer, 2006). Les âges retenus dans le présent travail correspondent à la médiane de chacun des intervalles de  $2\sigma$  obtenus lors de l'étalonnage des datations et sont présentés en années étalonnées avant l'actuel (cal. BP).

Le  $^{210}\text{Pb}$  permet de dater les horizons de tourbe âgés d'au plus 150 ans puisqu'il possède une demi-vie de 22,3 ans. Bien que Belyea et Warner (1994) aient démontré que le plomb pouvait se déplacer dans les colonnes de tourbe, d'autres études ont soutenu le contraire (Novak, Weider et Schel, 1994; Weider *et al.*, 1994), résultant ainsi en une plus grande utilisation de cette technique de datation dans les dépôts tourbeux (Weider, 2001; Turetsky, Manning et Wieder, 2004; Turunen *et al.*, 2004; Xie *et al.*, 2004; Ali *et al.*, 2008). Cette méthode de datation permet, en outre, de combler les lacunes des datations récentes du radiocarbone et/ou de les renforcer en procurant une deuxième estimation de l'âge des jeunes séquences tourbeuses (Birks et Birks, 1980). Elle est également indispensable pour le calcul du taux apparent récent d'accumulation du carbone (RERCA) dans les tourbières.

Des échantillons de 0,3 g de tourbe (poids sec) ont été prélevés à intervalles de 2 cm le long des profils LLC\_RiP2 et MOS\_RiP2 depuis la surface jusqu'à 36 et 37 cm de profondeur, respectivement. À ces profondeurs, les activités en  $^{210}\text{Pb}$  mesurées dans les carottes atteignaient des valeurs près de 0 Bq/kg et ne sont donc plus associées à la déposition atmosphérique du  $^{210}\text{Pb}$ . La préparation du matériel a été effectuée selon la procédure standard (Houel *et al.*, 2006). Les échantillons ont été analysés à l'aide d'un spectromètre alpha (EGG Ortec 776a) au laboratoire de radiochimie du GEOTOP (UQÀM). Les âges ont été calculés à l'aide du modèle *constant rate of supply* (CRS; Appleby et Oldfield, 1978) et sont présentés en années calendaires. Le CRS permet de déterminer le taux d'accumulation de la tourbe de chaque couche à partir de la densité ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) de celle-ci, de son épaisseur (cm) et de son inventaire cumulé de  $^{210}\text{Po}$  (dpm/g). C'est à partir de ces taux d'accumulation ainsi que du postulat selon lequel le  $^{210}\text{Pb}$  se dépose à la surface de la tourbière à un taux constant que des âges ont été dérivés (Appleby et Oldfield, 1978).

Les datations au radiocarbone ont été combinées à celles obtenues par la méthode du  $^{210}\text{Pb}$  pour les carottes LLC\_RiP2 et MOS\_RiP2 et sont présentées sous la forme de courbes âge-profondeur. L'âge de la surface de la tourbe a été établi à 2006, soit -56 ans cal. BP. L'usage d'âges négatifs pour les années postérieures à 1950 permet l'emploi d'une seule échelle temporelle le long des graphiques, soit celle des années BP, facilitant ainsi la lecture des courbes. Les chronologies des carottes LLC\_MaP1 et MOS\_MaP1 ne sont basées que sur des datations au radiocarbone.

Un modèle âge-profondeur pour chacune des quatre carottes a été réalisé. Une interpolation linéaire, permettant de joindre la médiane de l'intervalle de  $2\sigma$  de chacune des datations au radiocarbone aux datations au  $^{210}\text{Pb}$  ainsi qu'au sommet de la carotte, a été réalisée. Puisque des changements stratigraphiques caractérisent les limites des horizons ayant été datés au  $^{14}\text{C}$ , l'emploi de régressions linéaires est justifié (Telford *et al.*, 2004). En effet, puisque le taux d'accumulation annuel moyen de la tourbe peut varier en fonction de la composition de son assemblage végétal, les variations d'un segment à l'autre sont possibles (Hugues *et al.*, 2006).

### 3.2.2.9 Calculs du taux net d'accumulation du carbone

Le taux net d'accumulation à long terme d'une tourbière peut être calculé en divisant l'épaisseur de la colonne de tourbe par son âge basal. Ce calcul suppose toutefois un taux d'accumulation constant (Clymo, 1984; Tarnocai et Stolbovoy, 2006). Ce modèle âge-profondeur ne tient donc pas compte de la décomposition anaérobie, ni des fluctuations hydroclimatiques passées et ce, bien que le taux d'accumulation de la tourbe n'ait pas été uniforme et qu'il ait pu grandement varier au fil du temps à cause, entre autres, de changements hydroclimatiques (Yu, 2006). Le *recent apparent rate of carbon accumulation* (RERCA) sert à quantifier, à l'aide de datations au  $^{210}\text{Pb}$ , les taux d'accumulation récents de

la tourbe qui s'avèrent, en général, nettement plus élevés que ceux du LORCA (Turunen *et al.*, 2002).

Le calcul des valeurs du LORCA et du RERCA ( $\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ) a nécessité l'emploi des courbes d'accumulation de la matière organique ainsi que des mesures de la densité sèche et du contenu en carbone de chacun des horizons. Des courbes ont été réalisées à partir des données obtenues.

## CHAPITRE IV

### RÉSULTATS

Ce chapitre a été réalisé sous la forme de trois articles scientifiques. Le résumé ainsi que les informations générales relatives à ces articles (auteur, revue, etc.) sont d'abord présentés.

#### 1. Late-Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: potential and limits of multi-proxy analyses

Ce premier article présente l'ensemble des résultats issus des reconstitutions paléohydroécologiques ayant été réalisées dans le cadre de ce mémoire. La comparaison des proxies a permis d'évaluer leurs avantages et limites et ce, dans des contextes de bog et de fen. Des changements hydroclimatiques synchrones ont été enregistrés à la fois au sein de chaque tourbière ainsi qu'entre celles-ci, ce qui suggère que des facteurs allogènes tels que les conditions hydroclimatiques ont influencé le développement de ces écosystèmes. Les résultats suggèrent également l'influence de facteurs autogènes tels que la topographie des bassins et le régime hydrologique du système sur l'accumulation de la tourbe. Cet article a été soumis au journal *Quaternary Science Reviews* le 27 janvier 2009 (JQSR-S-08-00465) par Julie Loisel et Michelle Garneau.

#### 2. Modern *Sphagnum* $\delta^{13}\text{C}$ signatures follow a surface moisture gradient in two boreal peat bogs, James Bay lowlands, Québec

Cet article présente la relation entre la composition isotopique du carbone de quatre espèces de sphaignes et la position de la nappe phréatique occupée par celles-ci le long du gradient de surface butte-dépression. Un appauvrissement en  $^{13}\text{C}$  a été observé chez les

sphaignes colonisant les buttes, alors que celles occupant les platières présentent des  $\delta^{13}\text{C}$  plus élevés. Les analyses statistiques ont également révélé que cette relation n'était pas liée aux espèces de sphaignes présentes le long du gradient. Les résultats suggèrent donc que la résistance à la diffusion du  $\text{CO}_2$  vers les cellules photosynthétiques varie en fonction des conditions d'humidité de la surface de la tourbière. Cet article a été publié dans le *Journal of Quaternary Science* (vol. 24, no 3, p. 209-214) par Julie Loisel, Michelle Garneau et Jean-François Hélié.

### 3. *Sphagnum* $\delta^{13}\text{C}$ values as indicators of paleohydrological changes in a boreal peat bog, James Bay, Québec

Cet article présente les résultats des analyses du  $\delta^{13}\text{C}$  des tiges de sphaignes provenant d'une séquence tourbeuse. Afin d'évaluer le potentiel des mesures du  $\delta^{13}\text{C}$  à titre d'indicateur paléohydrologique, les résultats obtenus sont comparés aux reconstitutions paléocéohydrologiques réalisées par l'entremise des indicateurs utilisés dans le premier article. Puisque les données isotopiques suivent les variations hydroclimatiques inférées par les autres proxies, les résultats suggèrent que le  $\delta^{13}\text{C}$  des tiges de sphaignes pourrait éventuellement être employé à titre d'indicateur complémentaire aux reconstitutions. Cet article a été soumis sous la forme d'un rapport de recherche au journal *The Holocene* le 10 avril 2009 (HOL-09-0055) par Julie Loisel, Michelle Garneau et Jean-François Hélié.

#### 4.1 Late-Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: potential and limits of multi-proxy analyses

Auteurs: Julie Loisel et Michelle Garneau

Revue : *Quaternary Science Reviews* (JQSR-S-08-00465; soumis le 27 janvier 2009)

Résumé : The stratigraphy of four peat sequences collected in two peat bogs located in the Eastmain River watershed (52° 00' N, 76° 00' W), James bay lowlands, Québec, Canada, was investigated in order to reconstruct past hydroclimatic conditions of peat accumulation and related carbon dynamics during the Late-Holocene period. Analyses of macrofossils, testate amoebae, peat humification, C/N ratio and bulk density were performed at high resolution along each peat core, allowing the potential of each proxy indicator under varying nutrient status and hydroclimatic conditions to be evaluated. Some synchronous changes were recorded both within and between peatlands, suggesting the influence of allogenic factors in the development of these peatlands. Other reconstructed changes have highlighted autogenic successions related to the local geomorphic and hydrologic context. Results also present potential and limits of multi-proxy analyses within two ombrotrophic systems located in the same region. Highest LORCA values were correlated with either wet conditions or high woody debris percentages, suggesting that residence time of the biomass in the acrotelm and plant material lability both influence C accumulation rates in peat bogs. This study provides the first high resolution paleoecohydrological reconstructions from the mid-boreal ecoregion of eastern Canada, a region in which peatlands occupy 30 to 60 % of the land surface.

##### 4.1.1 Introduction

Ombrotrophic peatlands stratigraphy constitutes a continuous record of past environmental changes that has been extensively used over the last decades (Chambers and Charman, 2004). These peat bogs depend on direct precipitation for moisture and therefore, their surface wetness is closely related to atmospheric conditions (Aaby, 1976; Barber, 1993; Blundell and Barber, 2005). Such ecosystems present slow decomposition rates (Blodau, 2002), and acidic and anoxic conditions that prevail in the waterlogged catotelm allow preservation of valuable surface-moisture proxy indicators. When coupled with precise dating methods, past ecological and climatological changes can be inferred from proxy records found in peat sediments (Charman, 2002).

Macrofossil analyses (Barber *et al.*, 1994), peat humification analyses (Blackford and Chambers, 1993) and testate amoebae analyses (Charman, 2001; Booth, 2002; Mitchell *et al.*, 2007a) provide robust reconstructions of past ecohydrological changes. Although such proxy-inferred climatic signals have been authenticated by instrumental records (Hendon and Charman, 2004), proxy-specific limitations have been highlighted in previous studies (Barber *et al.*, 1998; Caseldine *et al.*, 2000; Charman *et al.*, 2000), suggesting a multi-proxy approach to allow comparison between results and to strengthen interpretation (Blundell and Barber, 2005; Blundell *et al.*, 2007). Replicability of peat-based paleoecological reconstructions has also been demonstrated at local scale (multi-cores within one peatland) and regional scales (multiple sites) (Barber *et al.*, 1998). Peatland responses to some key Holocene climatic changes such as the Sub-Boreal/Sub-Atlantic transition have also been recorded at a global scale (Chambers *et al.*, 2007).

Although boreal peatlands only cover 3 % of the Earth's surface (Maltby and Immirzi, 1993), they play a key role in the global carbon (C) cycle (Frolking and Roulet, 2007) as substantial carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) sinks and one of the most important natural sources of methane (CH<sub>4</sub>) to the atmosphere (Moore and Roulet, 1993; Whiting and Chanton, 2001; Blodau, 2002; Mikaloff Fletcher *et al.*, 2004). Globally, these ecosystems have accumulated up to about a third of the soil carbon during the Holocene period (Gorham 1991; Turunen *et al.*, 2002). This tremendous amount of carbon (250 to 455 Pg of C) is equivalent to about 25 to 50 % of the actual atmospheric CO<sub>2</sub> burden (Blodau, 2002; Frolking and Roulet, 2007).

The net carbon balance of a peatland is primarily related to ambient hydroclimatic conditions (Lavoie and Richard, 2000a; Belyea and Clymo, 2001; Belyea and Malmer, 2004; Malmer *et al.*, 2005). For example, warm and/or dry conditions likely contribute to a lowering of the water table depth (WTD) and to an increase of microbial activity within the peatland, which leads to enhanced organic matter decomposition and less carbon sequestration for an equivalent period of time (Charman, 2002). Climate also regulates hydrological and vegetational dynamics, which constitute key components of peat accumulation processes. For example, carbon uptake by plants, which directly relates to

biomass primary productivity, is reduced during dry periods due to photosynthesis limitations. Although it is clear that hydroclimatic conditions are important regulators of carbon accumulation, magnitudes and variation rates of peatlands carbon fluxes over the Holocene period remain uncertain (MacDonald *et al.*, 2006) since long-term processes that are involved in their carbon balance are not well constrained (Belyea and Malmer, 2004).

In Canada, most studies of Holocene peatlands carbon dynamics took place in the continental western region (Kuhry *et al.*, 1991; Halsey *et al.*, 1998; Campbell *et al.*, 2000; Vitt *et al.*, 2000; Yu *et al.*, 2003), in northern Ontario (Klinger and Short, 1996; Glaser *et al.*, 2004) and southern Ontario (Roulet *et al.*, 2007). A recent program was initiated by Garneau *et al.* in order to precise Holocene peatland development and related carbon dynamics in the boreal region of eastern Canada (Beaulieu-Audy *et al.*, in press).

The present study provides the first Late-Holocene high resolution paleoecohydrological reconstructions for the mid-boreal region of eastern Canada, with the integration of multi-proxy datasets. Peat initiation mainly occurred during the Mid-Holocene period within this region, following the ice retreat and drainage of the postglacial Tyrrell Sea (274 m a.m.s.l.; Vincent, 1989; Dyke, 2005).

In this study, four peat cores (1 m long) from two distinct peatlands in the Eastmain River watershed were analyzed in order to reconstruct: 1) Past hydroclimatic conditions of peat accumulation during the Late-Holocene period; 2) Both long-term (LORCA) and recent (RERCA) apparent C accumulation rates for that period, and 3) Links between hydroclimatic conditions and carbon dynamics. This study also allows the evaluation of similarities (and dissemblances) between different proxy signals. The comparison of two peat profiles within each peatland was done to assess if the recorded hydroclimatic changes were either due to autogenic or allogenic factors. The role of regional allogenic factors on peat growth was evaluated through the comparison of both peatlands signals.



#### 4.1.2 Study sites

Lac Le Caron peatland (LLC; 52° 17'N, 75° 50'W, 248 m a.m.s.l.) and Mosaik peatland (MOS; 51° 58'N, 75° 24'W, 297 m a.m.s.l.) are located in the James bay lowlands region, Northern Québec, Canada (Fig. 4.1). Due to its cool and relatively humid climate, 30 to 60 % of this region is covered by peatlands (Tarnocai *et al.*, 2000). A relatively flat topography also characterizes the regional landscape. Mean annual temperature is -3,1 °C, ranging from -23,2 °C in January to 13,7 °C in July. Mean annual precipitation is 684 mm, from which 267 mm falls as snow (Environment Canada, 2008).

Both studied peatlands cover approximately 2,5 km<sup>2</sup>, have a well-developed hummock-hollow patterned surface and present deep pools (~ 2 m) in their central section. Surface vegetation mostly presents ombrotrophic (bog) assemblages, where *Picea mariana* trees are sparsely distributed on hummocks. Ericaceous shrubs such as *Chamaedaphne calyculata*, *Kalmia angustifolia*, *Rhododendron groenlandicum* and *Andromeda glaucophylla* are distributed following a moisture gradient. Sedges such as *Eriophorum vaginatum* ssp. *spissum*, *Trichophorum cespitosum*, *Scheuchzeria palustris* and *Carex* ssp., as well as a few other herbaceous species (*Smilacina trifolia*, *Rubus chamaemorus* and *Sarracenia purpurea*), characterize the herbaceous layer. The ground layer is largely dominated by the following Sphagnaceae: *Sphagnum fuscum* and *S. capillifolium* on hummocks, *S. angustifolium*, *S. magellanicum*, *S. rubellum*, *S. papillosum* and *S. pulchrum* in lawns, and *S. fallax*, *S. teres*, *S. majus*, *S. lindbergii* and *S. cuspidatum* in hollows.

The central section of the Lac Le Caron peatland presents wet hollows and numerous pools. Sedges are more abundant and shrubs, smaller than in the surrounding ribbed section. The mineral basin topography (surface altitude minus peat depth) is also 1 to 2 m deeper in the pool section than in the adjacent ribbed sections (Dallaire and Garneau, 2008). A fen, characterized by a near-surface water table depth, was observed next to the pool section (Fig. 4.1). The water drainage is toward the eastern direction of the system.

The Mosaik peatland surface is characterized by two pool sections (Fig. 4.1). The studied one is located in the eastern portion of the peatland and presents a flark and string pattern. Pools, which are colonized by *Nuphar* sp., get shallower toward the forested outcrop and are replaced by extensive *Sphagnum papillosum* and *S. pulchrum* carpets that are colonized by *Carex limosa* and *C. pauciflora*. Strings present drier conditions, with *Picea mariana*, *Pleurozium schreberi*, *Sphagnum fuscum* and lichen species. The mineral basin altitudinal difference between both studied sections (pool vs ribbed) is negligible (Dallaire and Garneau, 2008). A fen is developed on the eastern side of the forested outcrop (Fig. 4.1) and water flow direction is toward the north.

#### 4.1.3 Methodology

##### 4.1.3.1 Sampling

Four peat cores (LLC\_RiP2, LLC\_MaP1, MOS\_RiP2 and MOS\_MaP1; Fig. 1) were collected in July 2006 from lawn microforms with a Box sampler (Jeglum *et al.*, 1992). Cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2 were sampled in the ribbed section of the peatlands, where the hummock-hollow microtopographic gradient is well developed. Cores LLC\_MaP1 and MOS\_MaP1 were both collected in a pool section located in the relatively central area of each peatland. The collected cores were wrapped in plastic gutters and stored at 4 °C until required for analyses. At the laboratory, stratigraphy was first described following Troels-Smith (1955). While all four cores were sub-sampled at every cm for bulk density, micro- and macrofossil analyses were performed at 2 cm intervals along cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2. Cores LLC\_MaP1 and MOS\_MaP1 were analyzed at 4 cm intervals for microfossil analyses (testate amoebae). The other abiotic proxy analyses (C/N ratio and humification data) were performed at 4 cm intervals along all four cores. Due to the saturated and very loose peat material found in the top sections of cores LLC\_MaP1 (0-30 cm) and MOS\_MaP1 (0-40 cm), extracting processes resulted in sediment perturbation that inhibited analyses.

In order to facilitate comparison between proxy signals, ecological and hydrological shifts were identified and plotted on the diagrams. For cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2, the zonation scheme for ecological changes was done by a detailed examination of the plant macrofossil assemblages and identified with numbers (ex: LLC\_RiP2-1). Sub-zones were determined by the reconstructed WTD changes inferred by the testate amoebae, and capital letters were used for their identification (ex: LLC\_RiP2-1-A). Since plant macrofossils were not studied along LLC\_MaP1 and MOS\_MaP1 profiles, the zonation scheme was only derived from the testate amoebae-inferred WTD reconstructions. Such zones were then identified with capital letters (ex: LLC\_MaP1-A).

#### 4.1.3.2 Plant macrofossils

Peat sub-samples (5 cm<sup>3</sup>) from cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2 were taken at 2 cm increments. They were heated in a 5 %-KOH solution and rinsed with distilled water through a 150 µm sieve. Analyses were realized by counting macrofossil pieces (seeds, leaves, etc.) and by estimating peat components as volume percentages of the total sample. Taxonomy for vascular plants is from Marie-Victorin (1995), and bryophyte taxonomy is based on Crum and Anderson (1981). For each sample, the following peat types were also qualitatively identified: Sphagnaceae, Brown mosses, Herbaceous and Ligneous. Each of these peat types was determined as percentage volumes of the total sample, along with unidentifiable organic matter (UOM) fine debris percentages.

#### 4.1.3.3 Testate amoebae

Peat sub-samples (2 cm<sup>3</sup>) for testate amoebae analyses were taken at 2 cm increments along cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2, and at 4 cm increments along cores LLC\_MaP1 and MOS\_MaP1. Samples were prepared following the standard procedures (Hendon and Charman, 1997). Samples were spiked with *Lycopodium* tablets, gently boiled in distilled

water and washed through 355 and 15  $\mu\text{m}$  sieves. The material caught between the two sieves was stained and mounted on glass slides. At least 150 specimens were counted per sample. Taxonomy is detailed in Booth (2008). *Habrotrocha angusticollis* (Rotifera) was included in the surface-moisture reconstruction, even if it has a wide moisture tolerance range (Warner and Chengalath, 1988). Results were plotted in percentage diagrams and a weighted average partial least square (WA-PLS) transfer function provided WTD reconstructions with a vertical mean error range of 8,8 cm (Booth, 2008). Bootstrapping method was applied to evaluate the model performance.

#### 4.1.3.4 Humification analysis

Dry peat samples (0,2 g) were taken at 4 cm intervals and analyzed following Blackford and Chambers (1993). Samples were ground, mixed with an 8 %-NaOH solution, heated and filtered. Colorimetric analyses were performed using a spectrophotometer with a 540 nm wavelength at University of Gloucestershire, UK. For each sample, triplicates were measured, and mean values are presented as a percentage of light transmission (T). Low transmission values are related to highly humified peat, and high transmission values, to less decomposed peat (Blackford and Chambers, 1993). Detrended transmittance values ( $T_d$ ), which better represent the state of peat decomposition by removing the effect of anoxic decay on peat (Mauquoy *et al.*, 2002a), were obtained through quadratic models. Positive  $T_d$  values are related to less decomposed peat, and negative values indicate more humified peat.

#### 4.1.3.5 Bulk density, C/N ratio and C mass analyses

In order to measure bulk density, 1  $\text{cm}^3$  was sub-sampled at every cm along all four peat cores and samples were dried at 105 °C until constant weight. C and N measurements were performed on bulk peat sub-samples (0,5  $\text{cm}^3$ ) at 4 cm intervals. Analyses were performed on a NC 2500TM elemental analyzer at GEOTOP Research Center (Université du

Québec à Montréal). Duplicates were processed for each sample, and analytical reproducibility was better than  $\pm 5\%$ . For each sample, a C mass was calculated by multiplying the bulk density by the C content.

#### 4.1.3.6 Chronology

Peat core chronology was primarily obtained from AMS radiocarbon ( $^{14}\text{C}$ ) dates (Table 4.1). Samples were submitted to Beta Analytic (FL, USA) and Keck-Lab (CA, USA).  $^{14}\text{C}$  dates were calibrated using CALIB 5.10 and INTCAL04 calibration curve (Reimer *et al.*, 2004; Stuiver and Reimer, 2006). Lead-210 ( $^{210}\text{Pb}$ ) dates were obtained from sub-surface samples on cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2. Measurements were performed on an alpha-spectrometer at GEOTOP Research Center (Université du Québec à Montréal). Error ranged from 1,6 to 3,8 %. The constant rate of supply model (CRS; Appleby and Oldfield, 1978) was used in order to reconstruct recent peat chronologies (Moore *et al.*, 2004; Turunen *et al.*, 2004; Ali *et al.*, 2008a) since it is believed to constitute the best model for peat bogs (Turetsky *et al.*, 2004).

Age-depth models were obtained by interpolating (linear regression) the mid-point of each dated sample depth together with the mid-point of the calibrated  $2\sigma$  distribution range of the  $^{14}\text{C}$  dates and the top of the core (Fig. 4.2). The use of linear models is justified since  $^{14}\text{C}$  dates were mostly performed at the limits of stratigraphical transitions along the peat profiles, which can explain variations in peat accumulation rates (Telford *et al.*, 2004; Hugues *et al.*, 2006). Three of the  $^{14}\text{C}$  dates were omitted from the models. Samples LLC\_RiP2 36 cm and MOS\_RiP2 42 cm were taken out since their distribution range overlapped  $^{210}\text{Pb}$  dates, which may be explained by the larger uncertainties of the  $^{14}\text{C}$  calibration curve during the Little Ice Age period (Mauquoy *et al.*, 2002a; 2002b). Sample MOS\_RiP2 70 cm was interpreted erroneous because of its younger age than the adjacent dates. For cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2,  $^{210}\text{Pb}$ -based linear age-depth models were

performed (Fig. 4.2 A-C). The term *circa* (ca) is used in this paper to indicate a date that was derived from an age-depth model.

#### 4.1.3.7 LORCA and RERCA values

For each peat profile, averaged long-term apparent rate of carbon accumulation (LORCA) values were obtained by multiplying the C mass of each 1 cm-thick peat horizon by the peat accumulation rate for this particular horizon, based on the age-depth curves (Clymo *et al.*, 1998; Turunen *et al.*, 2002). Recent apparent rate of C accumulation (RERCA) were obtained for cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2. Values were calculated for the  $^{210}\text{Pb}$ -dated horizons.

#### 4.1.4 Results

Diagrams displaying both biotic and abiotic proxy results are presented in Fig. 4.3 to 4.6. Only selected components of the macrofossil and microfossil assemblages are presented, although all species were taken into account for the paleoecological interpretation and the WTD reconstructions. Complete records can be found in Loisel (2009).

##### 4.1.4.1 Paleoeohydrological reconstruction and carbon accumulation for core LLC\_RiP2

Core LLC\_RiP2 was extracted approximately 40 m east of the western edge of the LLC peatland (Fig. 4.1), where the thickest peat accumulation (530 cm) was found. Bottom age for core LLC\_RiP2 at 105 cm is 2750 cal. BP. Three ecological zones were identified from plant macrofossils along this core and, as shown by the dominance of *Sphagnum* sect. *Acutifolia* in the bryophyte assemblages, oligotrophic conditions likely prevailed all along

the profile. Zone 1 (105-42 cm) is mainly characterized by high UOM percentages, ericaceous remnants and *Picea mariana* needles. UOM percentages go down within zone 2 (42-24 cm), which is dominated by *Sphagnum* sect. *Acutifolia*, ericaceous and herbaceous (*Eriophorum*) remnants. The present-day vegetation likely occurred throughout zone 3 (24 cm to peat surface), which constitutes the acrotelm layer. Multi-proxy reconstructions are presented in Fig. 4.3. While variable along the peat core, the calculated averaged bulk density value is  $0,089 \text{ g/cm}^3$ , averaged C/N ratio value is 65,4, and the mean reconstructed WTD is  $-12,2 \pm 8,2 \text{ cm}$ .

#### 4.1.4.1.1 Multi-proxy reconstruction

Zone 1: 105-42 cm; 2750 to ca 560 cal. BP. This ecological zone presents variable UOM percentages, with abundant *Sphagnum* and ligneous remnants such as ericaceous fragments, deciduous and coniferous debris, as well as *Picea mariana* needles. Since the reconstructed WTD values show many hydrologic conditions within this zone, six sub-zones were identified.

Sub-zone 1-A: 105-98 cm; 2750 to 2540 cal. BP. High abundances ( $> 70 \%$ ) of *Amphitrema flavum* are recorded within this hydrological sub-zone, where the mean reconstructed WTD corresponds to  $-9,6 \pm 7,9 \text{ cm}$ . A dominance ( $\sim 80 \%$ ) of *Sphagnum* sect. *Acutifolia* with few ericaceous rootlets and herbaceous fragments is associated to this interval.

Sub-zone 1-B: 98-84 cm; 2540 to ca 1910 cal. BP. This hydrological sub-zone is characterized by high percentages of *Hyalosphenia subflava* and *Trigonopyxis arcula* (dry condition indicators). *Habrotrocha angusticollis* and *Amphitrema flavum* are also present, and *Heleopera sphagni* and *Arcella discoides* have been identified sporadically. The WTD reconstruction indicates a mean value of  $-14,1 \pm 7,9 \text{ cm}$  below the peat surface while

macrofossil analyses show high UOM values. *Sphagnum* assemblages are less dense than in sub-zone 1-A.

Sub-zone 1-C: 84-68 cm; ca 1910 to ca 1370 cal BP. Testate amoebae assemblages of this sub-zone are dominated by *Amphitrema flavum* and *A. wrightianum*, which indicate wetter conditions than in sub-zone 1-B. Whilst *Hyalosphenia subflava* percentages significantly decreased, *Trigonopyxis arcuata* completely disappeared from the assemblages. Inferred WTD values suggest a change in surface moisture (mean =  $-5,2 \pm 8,0$  cm) for this period where *Sphagnum magellanicum*, *Andromeda glaucophylla* (among other unidentifiable ericaceous remnants) and *Picea mariana* were present.

Sub-zone 1-D: 68-58 cm; ca 1370 to ca 1070 cal. BP. *Diffflugia pulex* type dominates the testate amoebae assemblages of this sub-zone, and inferred reconstructed WTD indicates drier conditions than in sub-zone 1-C (mean =  $-15,1 \pm 10,9$  cm), which are supported in the macrofossil assemblage by high UOM percentages.

Sub-zone 1-E: 58-52 cm; ca 1070 to ca 870 cal. BP. Increases in *Amphitrema flavum*, *A. wrightianum* type and *Arcella artocrea* are recorded within this sub-zone, although *Hyalosphenia subflava*, which usually inhabits dry environments (Charman *et al.*, 2007), is also present. The mean reconstructed WTD ( $-9,4 \pm 7,9$  cm) indicates slightly wetter conditions than in sub-zone 1-D. *Eriophorum* stem bases and epidermis fragments were identified, along with ericaceous remnants and *Picea mariana* needles.

Sub-zone 1-F: 52-42 cm; ca 870 to ca 560 cal. BP. This sub-zone is characterized by increases in *Diffflugia pulex* type, *Hyalosphenia subflava* and *H. minuta* taxa, as well as by a lowering of the WTD. The reconstructed mean value for this sub-zone is  $-13,6 \pm 9,1$  cm below the surface, which can explain the presence of highly decomposed peat.

Within zone 1, detrended transmittance values generally fluctuate in accordance with testate amoebae assemblages, UOM percentages and C/N values. C/N ratio fluctuations are in agreement with the light transmittance ones and relate to the differential decomposition ratios



along the profile. Positive values (less humified peat) are found between 84 and 68 cm (sub-zone 1-C) as well as within sub-zone 1-E. Negative values are recorded for sub-zones 1-B, 1-D and 1-F. High C/N values are recorded between 64 and 48 cm (sub-zone 1-E), where fluctuating water table conditions were identified. Bulk density values found within zone 1 are generally higher (mean =  $0,097 \text{ g/cm}^3$ ) than the core average ( $0,089 \text{ g/cm}^3$ ), with exceptions at 82, 72 and 70 cm (sub-zone 1-B), where woody fragment percentages are very low and the reconstructed WTD is closer to the surface.

Zone 2: 42 to 24 cm; ca 560 to 40 cal. BP. *Sphagnum magellanicum* and *S. sect. Acutifolia* are recorded, along with ericaceous rootlets and Cyperaceae remnants. UOM percentages are very low. Mean testate amoebae-inferred WTD reconstruction value for this zone is  $-13,8 \pm 7,8 \text{ cm}$ . A *Hyalopshenia subflava* peak at 32 cm (ca 260 cal. BP) induced a WTD decrease to  $-23,9 \pm 8,2 \text{ cm}$ . Slightly positive detrended transmittance values are found (less decomposed peat), except at 32 cm where a negative peak is found simultaneously to the lowering WTD. Bulk density values are lower than within zone 1 (mean =  $0,086 \text{ g/cm}^3$ ) and C/N ratios are low (mean = 52,8). Given the relatively good preservation state of peat within this zone, the low C/N values may be associated with the herbaceous components (high N content) that dominate the vegetation assemblages (Aerts *et al.*, 1999).

Zone 3: 24 cm to the peat surface; 40 to -56 cal. BP. As for zone 2, this ecological zone is mainly composed of *Sphagnum* sp., ericaceous and herbaceous plant remnants. Woody debris percentages are mainly composed of ericaceous rootlets. *Sphagnum magellanicum* and *S. sect. Acutifolia* are replaced by *S. pulchrum*, and *Eriophorum* remnants are abundant. *Mytilia anomala* has also been identified within this zone. Since the catotelm/acrotelm boundary is found around 24 cm, the high abundance of those latter species seem partly attributable to their incomplete decay in the upper part of the peat sequence. The reconstructed WTD values present a few short-time fluctuations within this zone (mean =  $-14,1 \pm 7,7 \text{ cm}$ ), with the wettest conditions found at 14 cm ( $-7,8 \pm 7,7 \text{ cm}$ ) and the driest, at 18 cm ( $-21,7 \pm 7,8 \text{ cm}$ ). Raw transmission values, estimated at 70 % at the surface, go down to 60 % at 24 cm and are linked to the aerobic decay of the peat litter.

Similarly, both bulk density and C/N measurements performed on these acrotelm samples show a rise in peat decomposition as the residence time under aerobic decay increases.

#### 4.1.4.1.2 Carbon accumulation

During the accumulation of the last 105 cm of peat in the ridge section of the Lac Le Caron peat bog, LORCA values derived from  $^{14}\text{C}$  dates ranged from  $9,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  to  $41,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , with a mean of  $18,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Fig. 4.3). The latter is conforming to published values (from 13 to  $30 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) for boreal peatlands (Gorham, 1991; Vitt *et al.*, 2000; Turunen *et al.*, 2002; Kuhry and Turunen, 2006). Long-term carbon accumulation rates are relatively constant throughout the profile, although a marked increase (up to  $30,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) between 74 and 66 cm (1460 to 1340 cal. BP) is recorded, which coincides with maximum *Sphagnum* sect. *Acutifolia* percentages and the highest WTD levels ( $\sim -5 \text{ cm}$ ) derived from the testate amoebae assemblages (sub-zone 1-C). This increase in peat accumulation rate is likely due to a shorter residence time of plant material within the acrotelm under wetter conditions, which resulted in a lower peat humification. Another LORCA peak (up to  $41,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) was recorded within sub-zone 1-F and is coincident with high woody debris percentages in the vegetation assemblage. In this case, woody remains may have increased rates of accumulation as they are recalcitrant to decomposition.

RERCA was calculated for the acrotelm layer (zone 3; from 24 cm to the peat surface). Values ranged between  $52,8$  and  $114,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , with a mean of  $73,6 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ . The peak found at 18 cm ( $114,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) may correspond to the intensified decay of dead plant debris near the acrotelm/catotelm boundary (Belyea and Warner, 1996). An increase in N is also associated to this boundary. From 18 to 24 cm, the decrease in RERCA values is probably related to the attenuation of the oxic decay (acrotelm) as peat gets into the anoxic catotelm. The lower RERCA values that are presented from the peat surface down to 18 cm are linked to slower decay states of the living and senesced plant material (Belyea and

Warner, 1996), which result in lower carbon accumulation rates. Low bulk density and C content were measured for these levels, along with high C/N values.

The sub-surface age-depth model derived from  $^{210}\text{Pb}$  dates confirms that high peat accumulation values are concentrated within the acrotelm layer, as opposed to the values from the age-depth model when only derived from radiocarbon dates. The latter model inaccurately estimated the peat accumulation rate between the youngest  $^{14}\text{C}$  date and the peat surface, as it is often seen in records (Ali *et al.*, 2008a; Beaulieu-Audy *et al.*, in press).

#### 4.1.4.1.3 Interpretation

While testate amoebae-inferred WTD fluctuations corroborate with plant macrofossil-inferred zone boundaries throughout this core (Fig. 4.3), other significant transitions are shown by these protozoa, hence suggesting that testate amoebae may be more sensitive to local surface-moisture changes than plant assemblages. More precisely, six significant WTD transitions occurred within zone LLC\_RiP2-1, whilst changes that were recorded by plant macrofossils did not clearly show any key succession. The reliability of such short-time changes in testate amoebae assemblages may however be questionable due to their micro-scale habitat (Mitchell and Gilbert, 2004), varying seasonal patterns (Warner *et al.*, 2007), possible differential preservation of their shell (Mitchell *et al.*, 2007b) and problems related to missing or poor analogues (Charman *et al.*, 2007; Booth, 2008). In the present study, however, differences found between plant macrofossils and testate amoebae records interestingly strengthened the interpretation of both proxies. For example, without the *Amphitrema wrightianum* increase throughout sub-zone 1-C (84-68 cm), neither the *Sphagnum magellanicum* peak nor the *Andromeda glaucophylla* remnants found at 76 cm could be interpreted as wet shift indicators (Rydin and Jeglum, 2006). Similarly, *Diffflugia pulex* type peaks were recorded together with high UOM percentages within sub-zones 1-D and 1-F, suggesting that this taxa might tolerate conditions of fluctuating water table levels and/or relatively low moisture content (Charman *et al.*, 2007). Based on the assumption that a

fluctuating water table level enhances aerobic decay (Blodau, 2002), which leads to high UOM percentages, we interpreted that *Diffflugia pulex* type might have the ability to survive fluctuating water table conditions where others cannot, hence explaining its strong dominance throughout these two sub-zones. Both wet (ex: *Arcella discoides* type) and dry (ex: *Hyalosphenia subflava* type) taxa also co-existed with *Diffflugia pulex* type within these sub-zones, supporting this hypothesis. A better preservation of *Diffflugia pulex* type due to a greater resistance to decay could also explain its dominance in highly humified peat (Booth, pers. comm).

Overall, abiotic proxies corroborate with shifts inferred from both plant macrofossil and testate amoebae records, hence strengthening paleoecological interpretations. This is particularly true between all three abiotic curves and peat type percentages, where high UOM percentages correspond to high bulk density, low C/N and negative detrended humification values. A few samples however show contradictory results. For example, while wet conditions were inferred by the testate amoebae assemblage at 94 cm (sub-zone 1-B), negative transmission values (more humified peat) were measured for this level where several Cyperaceae stem bases were also identified. This could be explained by the decomposition of (labile) herbaceous fragments that might have led to highly humified peat and low transmittance value, as also suggested by Yeloff and Mauquoy (2006). Low C/N values in this sub-zone were attributed to an important herbaceous cover (Aerts *et al.*, 1999), hence supporting this hypothesis.

#### 4.1.4.2 Paleoecohydrological reconstruction and carbon accumulation for core LLC\_MaP1

Core LLC\_MaP1 was extracted approximately 200 m east of core LLC\_RiP2, in the pool section of the peatland (Fig. 4.1) and where peat sediment is 430 cm thick. Core LLC\_MaP1 (105 cm) has a bottom age of 1790 cal. BP. Based on the testate amoebae assemblages, three hydrological zones were identified. Zone A (105-53 cm) is mainly characterized by high *Amphitrema flavum* and *A. wrightianum* type percentages. Zone B (53-

43 cm) is dominated by *Hyalosphenia subflava*, few *Diffugia* and *Trigonopyxis arcula* type. Zone C (43-31 cm) is characterized by a major rise in *Diffugia pulex* type. The top 30 cm (acrotelm layer) was not processed nor analyzed due to the very loose structure of the peat sediment. Multi-proxy reconstructions are presented in Fig. 4.4. Mean WTD is  $-11,6 \pm 8,6$  cm and values ranged from -29,0 to -3,2 cm along the peat sequence. Mean bulk density value is  $0,083 \text{ g/cm}^3$  and mean C/N ratio value is 67,1.

#### 4.1.4.2.1 Multi-proxy reconstruction

Zone A: 105 to 53 cm; 1790 to ca 530 cal. BP. This zone is dominated by *Amphitrema flavum* and *A. wrightianum* type, which corresponds to high water table conditions. The averaged reconstructed WTD is  $-7,8 \pm 8,0$  cm. The detrended light transmittance curve shows positive and near zero (wet) values, with three peaks at 87, 75 and 59 cm. Bulk density values (mean =  $0,082 \text{ g/cm}^3$ ) are slightly below the average calculated for the whole core, with a minimal value of  $0,056 \text{ g/cm}^3$  at 87 cm. The C/N ratio curve shows many small variations within this zone, but the overall values are relatively high ( $> 75$ ), with a peak at 75 cm (125,0). In general, results show a concordance between the abiotic curves.

Zone B: 53 to 43 cm; ca 530 to ca 350 cal. BP. The testate amoebae assemblages are dominated by *Hyalosphenia subflava* and *Trigonopyxis arcula* type, two taxa representative of dry environments (Charman *et al.*, 2007; Booth, 2008). The WTD reconstruction suggests a minimal value of  $-24,0 \pm 8,5$  cm within this zone, which is approximately 12 cm lower than the averaged core value. The abiotic proxy curves corresponding to this zone show, at 47 cm, a high bulk density peak ( $0,128 \text{ g/cm}^3$ ) and negative (more humified peat) detrended transmittance values.

Zone C: 43 to 31 cm; ca 350 to ca 230 cal BP. A marked increase in *Diffugia pulex* type inferred higher WTD values than in zone B (mean =  $-16,8 \pm 12,2$  cm). This dominance may be explained by the hypothesis of more fluctuating water table conditions since this taxa

is believed to inhabit relatively wet environments (WTD range = -15 to -3 cm; Charman *et al.*, 2007) but also shows a good resistance to low moisture content (moisture level range = 84 to 93 %; Charman *et al.*, 2007). *Amphitrema flavum*, which indicates wet conditions, is also present. All abiotic proxies show a change towards wetter conditions than in zone B: positive detrended transmittance values, low bulk density (mean = 0,076 g/cm<sup>3</sup>) and low C/N ratio measurements (mean = 53,1). The latter value is however overestimated by a peak found at 39 cm (88,1). The *Hyalosphenia subflava* peak found at 31 cm characterizes the upper sample analyzed for this sequence.

#### 4.1.4.2.2 Carbon accumulation

LORCA values ranged between 11,3 and 67,5 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> with a mean of 22,7 and a median of 18,5 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> (Fig. 4.4). Greater C accumulation rates are found within zones LLC\_MaP1-B and LLC\_MaP1-C, with the greatest LORCA value found at 47 cm (67,5 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> at 390 cal. BP). The latter is coincident with the lowest water table level recorded for this core (-24,0 ± 8,5 cm) and corresponds to a high bulk density value (0,128 g/cm<sup>3</sup>) a high C content (51,0 %) and *Substantia humosa* peat material sensu Troels-Smith (1955).

#### 4.1.4.2.3 Interpretation

The testate amoebae diagram (Fig. 4.4) mostly shows near-surface WTD values with a very low abundance of dry taxa, except for one shift towards drier conditions at 47 cm (zone B). Since three different peat materials (*Substantia humosa*, *Turfa lignosa* and *Turfa bryophytica Sphagni* sensu Troels-Smith, 1955) were identified and associated with the fluctuating abiotic curves along this peat profile, a variation in the residence time of the peat biomass within the acrotelm likely occurred at this site. The poor response by the testate amoebae assemblages to these changes suggests that testate amoebae-inferred WTD reconstructions may not constitute an unequivocal tool when the water table is near the

surface, as very wet conditions are not well constrained by these protozoa (Charman et al., 1999; Booth and Jackson, 2003).

#### 4.1.4.3 Paleoecehydrological reconstruction and carbon accumulation for core MOS\_RiP2

Core MOS\_RiP2 was collected about 50 m west of the margin of a forested outcrop in MOS peatland (Fig. 4.1). The bottom age for this 101 cm-long core is 3270 cal. BP and peat depth at the coring site was 160 cm over the mineral contact. The plant macrofossil diagram for core MOS\_RiP2 is divided into four zones linked to the reconstructed vegetation assemblages. Zone 1 (101-89 cm) is characterized by the presence of Cyperaceae, *Larix laricina*, ericaceous remnants and *Drepanocladus fluitans*. A woody peat section with *Picea mariana* and ericaceous remnants dominates the vegetation assemblages found within zone 2 (89-43 cm). The intermittent presence of sedge macrofossils and *Sphagnum* sect. *Acutifolia* also characterizes this zone. Zone 3 (43-21 cm) suggests a transition to more oligotrophic conditions, as shown by the establishment of various *Sphagnum* species such as *S. magellanicum* and *S. rubellum/capillifolium* taxa. Zone 4 (21 cm to peat surface) corresponds to the acrotelm layer, with present-day vegetation and hydrologic conditions. Reconstructed WTD values show major hydrologic shifts throughout the peat profile, with depths ranging from  $-39,3 \pm 10,9$  to  $+4,7 \pm 9,5$  cm (mean =  $-17,5 \pm 9,7$  cm). These shifts are in accordance with macrofossil vegetation assemblages. Multi-proxy reconstructions are presented in Fig. 4.5. For this core, the averaged bulk density value is  $0,103 \text{ g/cm}^3$  and the averaged C/N ratio value, 43,4.

##### 4.1.4.3.1 Multi-proxy reconstruction

Zone 1: 101 to 89 cm; 3270 to ca 2870 cal. BP. This zone is mainly characterized by high percentages of herbaceous plant debris such as Cyperaceae epidermis, stem bases and

herbaceous rootlets. *Carex disperma/trisperma* and *C. limosa* seeds were identified. High numbers of *Larix laricina* needles were counted within this zone, with *Andromeda glaucophylla*, *Chamaedaphne calyculata* and other undifferentiated Ericaceae fragments. The presence of *Drepanocladus fluitans* (5-10 %) suggests moderate minerotrophic conditions (Crum and Anderson, 1981; Vitt *et al.*, 1988). Testate amoebae assemblages of this zone are dominated by *Amphitrema wrightianum* type (> 90 %), which inferred a positive averaged reconstructed WTD ( $+ 3,5 \pm 9,3$  cm). The transfer function (Booth, 2008) was applied to this peat section, even though current knowledge about the response of these protozoa in minerotrophic environments is limited (Opravilova and Halek, 2006; Mitchell *et al.*, 2007a). Overall, high bulk density values were recorded (mean =  $0,117 \text{ g/cm}^3$ ), along with low C/N ratios (31,8) caused by high N values (from 1,71 to 2,67 %). The latter are probably attributed to the herbaceous vegetation recorded within this zone (Aerts *et al.*, 1999). Transmittance values are constantly around zero throughout this zone.

Zone 2: 89 to 51 cm; ca 2870 to ca 970 cal. BP. The peatland trophic status seems to have evolved toward more acidic and less nutrient-rich conditions within this zone, as indicated by the disappearance of brown mosses and the presence of *Sphagnum* sect. *Acutifolia*, *S. fuscum* and *S. magellanicum* at few levels. Herbaceous macrofossils are slightly less dominant and deciduous woody remnants (ericaceous rootlets and *Picea mariana* needles) have been recorded. Plant macrofossil assemblages comprise moderately high UOM percentages, with an increase from 55 to 43 cm. Reconstructed WTD values show two distinct hydrologic status within this zone.

Sub-zone 2-A: 89 to 55 cm; ca 2870 to ca 1130 cal. BP. *Amphitrema wrightianum* type is replaced by *Hyalosphenia subflava* within this sub-zone, which indicates a change to drier conditions (Charman *et al.*, 2000; 2007). *Trigonopyxis arcuata* type is also present, and the reconstructed WTD curve shows really dry values (mean =  $-31,7 \pm 10,1$  cm), allowing ligneous species to grow at the site during this period.

Sub-zone 2-B: 55 to 51 cm; ca 1130 to ca 970 cal. BP. A peak in *Diffflugia pulex* type is recorded within this sub-zone and corresponds with high UOM percentages. *Hyalosphenia*



*subflava* is still present. The WTD reconstruction shows a mean WTD value of  $-25,7 \pm 13,0$  cm.

Overall, zone 2 presents higher C/N ratios (mean = 40,7) than those recorded within zone 1. Bulk density values (mean =  $0,121 \text{ g/cm}^3$ ) are high, and the light transmittance curve is generally slightly negative, except for a positive peak (less humified peat) centered at 69 cm, which is coincident with a rise in Cyperaceae stem bases, *S. magellanicum* remnants and *Amphitrema* species, as well as a high N content (1,95 %).

Zone 3: 51 to 21 cm; ca 970 to 8 cal. BP. This zone shows the establishment of ombrotrophic and oligotrophic conditions, as indicated by the increase of *Sphagnum* sect. Acutifolia species, which reaches 70 % of the peat composition at some levels. Two distinct paleohydroecological conditions can be interpreted from the testate amoebae assemblages within this zone.

Sub-zone 3-A: 51 to 43 cm; ca 970 to ca 650 cal. BP. *Hyalosphenia subflava*, *Amphitrema flavum* and *A. wrightianum* type co-dominate the testate amoebae assemblages and inferred moderately wet values (mean =  $-16,7 \pm 8,1$  cm). This sub-zone is also characterized by highly decomposed peat and densification of the *Sphagnum* carpet.

Sub-zone 3-B: 43 to 21 cm; ca 650 cal. BP to 8 cal. BP. Testate amoebae assemblages are mainly composed of *Diffugia pulex* type and the reconstructed WTD values indicate fluctuations due to the sporadic appearance of both wet and dry taxa (mean =  $-17,2 \pm 11,7$  cm), which reinforces the hypothesis that *Diffugia pulex* type might indicate fluctuating water table level conditions.

Zone 3 is characterized by relatively high bulk density values (mean for sub-zone 3-A =  $1,300 \text{ g/cm}^3$ ) that abruptly decrease within sub-zone 3-B (mean =  $0,816 \text{ g/cm}^3$ ). Inversely, C/N ratios were low within sub-zone 3-A (mean = 36,9), and increased within sub-zone 3-B (mean = 46,6). Detrended light transmittance values fluctuate within the entire zone. At 33 cm, peaks in *S. rubellum/capillifolium* taxa and *Amphitrema flavum* correspond

to a positive peak of light transmittance, when the WTD might have been closer to the surface.

Zone 4: 21 cm to peat surface; 8 to -56 cal. BP. This zone is mainly composed of *Sphagnum rubellum/capillifolium* and *S. magellanicum* taxa and represents the acrotelm. *Mylia anomala* percentages increase towards the surface and may be associated to its incomplete decay since the catotelm/acrotelm boundary is found around 21 cm. Testate amoebae assemblages suggest slightly wetter conditions than for zone 3 towards the surface (surface sample =  $-8,6 \pm 8,1$  cm), which is principally related to an increase of many taxa inhabiting intermediate to wet ecological niches such as *Amphitrema flavum*, *Hyalosphenia elegans*, *Nebela tinctoria* type and *N. flabellulum* (Charman *et al.*, 2007). Raw transmission values rise from 56 % at 21 cm to 76 % at the surface, showing the effect of aerobic decay with depth. Similarly, both the bulk density and the C/N ratio values recorded within this zone show the peat decomposition gradient within the acrotelm layer.

#### 4.1.4.3.2 Carbon accumulation

LORCA values that were derived from  $^{14}\text{C}$  dates for core MOS\_RiP2 ranged from  $6,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  to  $22,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , with a mean of  $14,6 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Fig. 4.5-C). Within zone 1 (3270 to ca 2870 cal. BP), high values (mean =  $19,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) are probably linked to high plant primary productivity and near-surface WTD related to the minerotrophic conditions that were inferred for this period. Herbaceous remnants were identified throughout this zone. These results suggest that the relatively fast cycling of nutrients that characterizes minerotrophic environments did not prevent peat to accumulate at a relatively fast rate in the studied system. Low LORCA values (mean =  $10,4 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) were recorded between 75 and 57 cm and are related to very dry conditions (mean WTD =  $-34,5 \pm 9,7$  cm). These conditions likely promoted the decay of the recalcitrant ligneous material found within this zone. The oligotrophication of the system promoted a slight rise in LORCA (mean =  $15,6 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) within sub-zones 2-B and 3-A (ca 1130 to ca 650 cal. BP. This period is

characterized by an increase in UOM percentages that is probably linked to a fluctuating water table, as suggested by the presence of *Diffugia pulex* type. The *Sphagnum*-dominated section (from ca 650 cal. BP to the peat surface) is characterized by low LORCA values (mean =  $8,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) linked to low bulk density and low C content values (means =  $0,065 \text{ g/cm}^3$  and 45,6 %, respectively). These values are partly attributable to the early-stage decay state of plant material found within the acrotelm.

RERCA was calculated for the acrotelm layer (zone 4; from 21 cm to the peat surface). The averaged RERCA value is  $83,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , with values ranging between 35,7 and  $146,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Fig. 4.5). The peak recorded at 13 cm ( $146,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) is attributable to a very high accumulation rate ( $0,5 \text{ cm/yr}$ ) derived from the  $^{210}\text{Pb}$  chronology. Values decreased from 13 cm to the surface, which is likely linked to both lower C content (mean = 45,0 %) and bulk density values (mean =  $0,059 \text{ g/cm}^3$ ) that characterize living and senesced vegetation near or at the surface.

As for core LLC\_RiP2, the sub-surface age-depth model derived from  $^{210}\text{Pb}$  dates improved the understanding of recent C accumulation processes, as it constraints the high peat accumulation values to the acrotelm layer.

#### 4.1.4.3.3 Interpretation

The hydrosereal succession from fen to bog was shown by macrofossil analyses at this site (Fig. 4.5). Disappearance of *Drepanocladus fluitans* occurred at ca 2870 cal. BP (end of zone 1) and this site only became *Sphagnum*-dominated between ca 1000 and ca 650 cal. BP. Vegetation assemblages that characterized the transitional phase from fen to bog were mainly composed of deciduous (ericaceous) and coniferous (*Picea mariana*) species, suggesting dry conditions (zone 2). More precisely, woody fragments remained high until 1130 cal. BP (sub-zone 2-A), when they were replaced by high UOM values (sub-zones 2-B and 3-A). Hugues (2000) showed that the fen-bog transition in continental peatlands may occur under dry

and/or unstable (fluctuating) water table conditions, which suggests the effect of allogenic factors (hydroclimatic conditions) on peatland development. Within several peatlands across Europe, a highly humified peat layer with woody debris have been identified at the fen-bog boundary and likely isolated the growing surface from groundwater supplies (Hugues, 2000; Hugues *et al.*, 2000; Hugues and Dumayne-Peaty, 2002; Hugues and Barber, 2003; 2004). Furthermore, *Sphagnum* species are often poorly represented during this transition since *Sphagnum* colonization requires relatively stable water levels (Hugues and Barber, 2003; McNeil and Waddington, 2003). These hypotheses correlate with the observed vegetation assemblages found within zones 2 and 3. Testate amoebae assemblages also support this hypothesis with a dominance of *Hyalosphenia subflava* (dry taxa) throughout sub-zone 2-A, followed by high *Diffugia pulex* type percentages (sub-zone 3-A). Ombrotrophication started between ca 1130 (sub-zone 2-B) and ca 650 cal. BP (zone 3) and likely occurred under wetter hydroclimatic conditions since the testate amoebae datasets clearly show higher WTD values (mean =  $-16,7 \pm 10,2$  cm) from ca 1130 cal. BP to the present. Ombrotrophic conditions are hence possibly linked to the highly humified peat that isolated the growing surface from groundwater supplies.

Changes in testate amoebae assemblages roughly occurred at similar levels as the plant macrofossil changes along core MOS\_RiP2, suggesting that these proxies are responding to the same forcing. Due to their greater sensitivity to hydroclimatic and/or trophic conditions, testate amoebae changes along the fen-bog transition were sharper than vegetation changes. Although the relationship between testate amoebae assemblages and the WTD in rich environments is still questioned (Mitchell *et al.*, 1999; Booth and Zygmunt, 2005; Opravilova and Hajek, 2006; Mitchell *et al.*, 2007a), our reconstruction suggests a primary response to WTD since *Amphitrema wrightianum* (WTD range = -7 to +1 cm; Charman *et al.*, 2007) dominated the assemblages where *Drepanocladus fluitans*, a nutrient-rich species that inhabits near-surface WTD, was found (Vitt *et al.*, 1988).

The transition from moderately-rich fen to woody peat is also recorded in the testate amoebae assemblages with a sharp change from *Amphitrema wrightianum* type to *Hyalosphenia subflava* (Fig. 4.5). The subsequent transition, from high percentages of woody

peat to high UOM values, is associated to a *Diffugia pulex* type peak. Our hypothesis of its tolerance to decay and fluctuating water levels could explain its presence within highly decomposed peat layers. Within zones 3 and 4, however, this latter taxa is found within *Sphagnum* peat, along with both wet and dry taxa such as *Hyalosphenia subflava*, *Amphitrema flavum* and *Arcella discoides* type, suggesting a persistence of fluctuating water table, a large ecological spectra for this taxa, or a strong resistance to decay (Blundell and Barber, 2005; Charman *et al.*, 2007; Booth *et al.*, 2008).

In a few cases (and particularly within the fen and the woody peat sections of the diagram), the abiotic proxy reconstructions did not corroborate with shifts inferred from both plant macrofossil and testate amoebae records (Fig. 4.5). Bulk density and light transmittance measurements did not clearly reflect changes in plant macrofossils that occurred within zones 1 and 2 (Fig. 4.5). Low C/N ratios caused by high N values were however recorded for the herbaceous-dominated peat (zone 1). Rydin and Jeglum (2006) similarly reported C/N values as low as 20 for sedge peat. Overall, results show that abiotic proxy indicators seem to provide more valuable surface-moisture reconstructions when performed along a homogenous peat sequence composition (e.g., *Sphagnum* peat). Otherwise, their signal is inherently modified by peat components rather than by early-stage decay processes.

#### 4.1.4.4 Paleoeohydrological reconstruction and carbon accumulation for core MOS\_MaP1

Core MOS\_MaP1 was extracted approximately 200 m south-east of core MOS\_RiP2, in a pool section of MOS peatland, where peat thickness is 280 cm above the mineral surface (Fig. 4.1). This 102 cm-long peat core has a basal age of 2710 cal. BP. As for the core collected in the pool section from LLC peatland, plant macrofossil analyses were not performed, and the zonation is only based on the testate amoebae records. Two hydrological zones were identified although they were both co-dominated by *Amphitrema flavum* and *A. wrightianum* type. In Zone A (102-74 cm), *Amphitrema wrightianum* type dominates over *Amphitrema flavum* while it is the opposite in zone B (74-40 cm). The top 40 cm, which

corresponds to the acrotelm layer, was not analyzed due to the same loose state of the sediment as for core LLC\_MaP1. Multi-proxy reconstructions are presented in Fig. 4.6. Mean reconstructed WTD is  $-1,2 \pm 8,3$  cm with slightly varying values ranging from  $-7,4$  to  $+3,7 \pm 8,2$  cm. The averaged bulk density value is  $0,079 \text{ g/cm}^3$  and the averaged C/N ratio value, 39,9.

#### 4.1.4.4.1 Multi-proxy reconstruction

Zone A: 102 to 74 cm; 2710 to ca 1120 cal. BP. Testate amoebae assemblages are dominated by *Amphitrema wrightianum* type (50 to 80 %), although *A. flavum* is also present and constitutes approximately 20 to 40 % of the assemblages. The averaged reconstructed WTD for this zone is  $+1,5 \pm 8,6$  cm (above the peat surface). Bulk density values recorded throughout this zone are moderately low (mean =  $0,080 \text{ g/cm}^3$ ), and detrended transmittance values are positive. Averaged C/N ratios (mean = 39,6) are low and explained by high N values (from 1,3 to 1,9 %).

Zone B: 74 to 39 cm; ca 1120 to ca 770 cal. BP. In this zone, *Amphitrema flavum* took over *A. wrightianum*, which inferred a decreasing WTD (mean =  $-3,6 \pm 8,1$  cm). Bulk density values (mean =  $0,082 \text{ g/cm}^3$ ) are slightly higher than within zone A and reach values greater than  $1,0 \text{ g/cm}^3$  between 64 and 48 cm, where light transmittance values diminish simultaneously. C/N ratios remain close to the averaged value obtained for this core (mean = 40,2), with minimal values (23,6) around 52 cm, where N values peak at 2,34 %. No noticeable change in the reconstructed WTD was recorded during these abiotic proxy-inferred variations.

#### 4.1.4.4.2 Carbon accumulation

LORCA values for core MOS\_MaP1 range between 4,9 and 33,5 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>, with a mean of 16,3 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> (Fig. 4.6). From the bottom of the core to 78 cm (1230 cal. BP), the annual peat accumulation rate was very low (~ 0,015 cm/yr) and corresponds to highly humified peat (*Substantia humosa* sensu Troels-Smith, 1955), related to saturated and/or minerotrophic conditions (see 4.1.4.3.3). From 78 cm to the peat surface, peat accumulation rate values reach 0,05 cm/yr between 78 and 60 cm (1230 cal. BP), and 0,06 cm/yr from 60 cm to the surface. The highest LORCA values are recorded in the upper section (from 60 cm to the peat surface; mean = 27,8 g C m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>), along with highest bulk density values, high N content and highly decomposed peat (*Substantia humosa*), which may be probably related to the intensified decay of herbaceous plant material. RERCA was not calculated.

#### 4.1.4.4.3 Interpretation

The testate amoebae diagram for core MOS\_MaP1 (Fig. 4.6) mainly shows near-surface WTD values. As for core LLC\_MaP1, we assume that near-surface WTD reconstructions are linked to the core location in a pool section. Above-ground WTD reconstructions and *Substantia humosa* peat type before 1120 cal. BP both suggest the presence of saturated and/or minerotrophic conditions.

### 4.1.5 Discussion

#### 4.1.5.1 Lac Le Caron (LLC) peatland

Comparison of LLC\_RiP2 and LLC\_MaP1 records suggests differential sensitivity levels at a local scale associated with the geomorphological context of the basin in which the

peatland developed. Core LLC\_MaP1 (mineral basin depth: 530 cm), which was extracted in a slightly depressed pool section, recorded less surface-moisture variations than core LLC\_RiP2 (mineral basin depth: 430 cm), which was collected in the higher and drier ridge section of the same peatland. We think that this topographical difference (about 1 m; Dallaire and Garneau, 2008) and uneven peat thickness may have been sufficient to induce different hydrological conditions between these two sites. In addition, pH values measured at and near both coring sites suggest that less acidic conditions prevailed in the depressed pool section ( $\text{LLC\_RiP2} < 4 < \text{LLC\_MaP1}$ ), where water comes from both precipitation and surface runoff. Water recharge from snowmelt might also influenced this depressed section due to runoff from the adjacent higher sections. Such topographic variations and related site-specific hydrological conditions and autogenic processes (Foster and Wright, 1990; Lavoie and Richard, 2000b; Mauquoy *et al.*, 2002a) probably explain dissemblances found between records from this peatland.

The only dry episode recorded along core LLC\_MaP1 occurred from ca 530 to ca 350 cal. yr BP (zone B), which corresponds to the Little Ice Age (LIA) period. Evidences of a wetter and cooler climate during the LIA have been found in Europe (Blackford and Chambers, 1995; Mauquoy *et al.*, 2002b) while in subarctic Québec, significantly lower lake levels were recorded during this period and attributed to a decrease in snowfall (Filion and Payette, 1993; Bégin and Payette, 1988), which may have also influenced peatlands water recharge. Assuming that WTD is partly controlled by snowmelt in the central (and depressed) section of the peatland, a decrease in winter precipitation might have led to drier conditions at the peatland surface, as reflected in the testate amoebae assemblages (mean WTD =  $-19,9 \pm 9,5$  cm), peat stratigraphy and C accumulation throughout zone B. Similarly, the WTD reconstruction for core LLC\_RiP2 (from the ridge section) shows moderately dry WTD values (mean =  $-1,0$  cm) for the same period (ca 530-230 cal. BP).

Discrepancies were found in peat accumulation rates between these two sites. While core LLC\_RiP2 shows an averaged peat accumulation rate of 0,037 cm/yr, core LLC\_MaP1 accumulated peat at an averaged rate of 0,056 cm/yr. This greater peat accumulation rate can have been caused by a i) greater plant productivity, ii) shorter residence time of the peat litter



within the acrotelm, iii) greater resistance of peat components to decay, or iv) combination of these factors (Yu, 2006). A shorter residence time in the acrotelm layer as a response to a higher moisture regime may be the most likely explanation. The averaged LORCA value calculated for core LLC\_MaP1 ( $22,9 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) was also higher than for core LLC\_RiP2 ( $18,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ). Moreover, LORCA values from these two peat sequences do not show simultaneous changes. LORCA increases along core LLC\_RiP2 occurred during the ca 1500-1360 and 710-650 cal. BP intervals, whilst the LORCA peak along core LLC\_MaP1 occurred during the ca 580-350 cal. BP interval. These LORCA increases were also related to various peat types and hydrological conditions. From ca 710 to 650 (LLC\_RiP2) and ca 580 to 350 (LLC\_MaP1) cal. BP, moderately dry conditions (mean =  $-13,6 \pm 9,1$  and  $-24,0 \pm 8,5$  cm, respectively) promoted aerobic decay and high bulk density values, which were linked to high LORCA values. Oppositely, from ca 1500 to 1360 cal. BP (LLC\_RiP2), wet values (mean =  $-7,8 \pm 7,9$  cm) probably enable the rapid passage of plant remains from the acrotelm into the catotelm, which limited aerobic decay processes. Under these conditions, high LORCA were also recorded.

#### 4.1.5.2 Mosaik (MOS) peatland

Core MOS\_MaP1 was collected within the pool section of the peatland, approximately 200 m away from core MOS\_RiP2 (ribbed section). The depth of the mineral basin at the coring sites is relatively similar and synchronous hydrological changes have been inferred from these peat sequences. From 2710 to 1150 cal. BP, high values of *Substantia humosa* were recorded along core MOS\_MaP1 and correspond to the section (zone 2) from core MOS\_RiP2. Minerotrophic conditions might have prevailed at both sites during this interval where the MOS\_MaP1 site was likely saturated or aquatic (mean reconstructed WTD =  $+1,5 \pm 8,6$  cm). Under these conditions, both sites recorded low C accumulation rates and a high degree of peat decomposition. Around 1150 cal. BP, core MOS\_MaP1 was characterized by a transition to undecomposed peat (*Turfa bryophytica Sphagni*) and high percentages of *Amphitrema flavum*. *Sphagnum* peat accumulation may be associated with an

hydrological change that was also inferred from core MOS\_RiP2, as the fen to bog transition started during this period. The morphology of the present-day fen located nearby (Fig. 4.1) allowed us to suggest that drainage from the pool section probably occurred both east and west of the forested outcrop in the past. However, due to the local topographic differences between the eastern and western sections, the water outflow probably concentrated on the east where the fen is still maintained, leading to drier conditions at the MOS\_RiP2 site. Although the role of autogenic factors on peatland dynamics was probably important, climatically-driven drier conditions might also have influenced the fen-bog transition timing by reducing the amount of water discharge from the pool section in this peatland.

Although their development presents site-specific elements, some similarities were found between peat accumulation rates and LORCA values of these two sites. LORCA were the lowest ( $< 10 \text{ g C m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ ) during the ca 2710-1480 cal. BP (MOS\_MaP1) and ca 2430-1240 cal. BP (MOS\_RiP2) intervals because of both saturated (MOS\_MaP1) and very dry (MOS\_RiP2) conditions that prevailed. In the first case, saturated conditions probably limited biomass growth while at the MOS\_RiP2 site, very dry conditions likely led to enhanced aerobic decay. LORCA values then increased from ca 1230 and 790 cal. BP along core MOS\_MaP1, and from ca 1170 to 420 cal. BP along core MOS\_RiP2. This increase is related to the ombrotrophication of the system. More precisely, slightly lower WTD along core MOS\_MaP1 probably promoted peat growth while an increase in UOM percentages that is probably linked to a fluctuating water table along core MOS\_RiP2.

#### 4.1.5.3 Multi-proxy and multi-core analyses

It has already been shown that multi-proxy and multi-core studies provide a more global understanding of the complexity of peatland ecosystems by offering complementary information to interpretations derived from a single indicator or a single peat core (Blundell and Barber, 2005; Hugues *et al.*, 2006). In most cases, multi-proxy and multi-core datasets also strengthen paleoecological interpretations. However, such datasets may sometimes

present challenges, as seen in this study, since the sensitivity level of each proxy method and coring site differs, leading to various records of changes influenced by the local conditions. Testate amoebae assemblages can directly be coupled with water table levels and hence, with moisture level in peat bogs, whilst the linkage between plant communities and hydroclimatic conditions is not always as straightforward or, at least, less rapid due to vegetation resilience (Barber *et al.*, 2003; Blundell and Barber, 2005). Hughes *et al.* (2006) showed much less variability from macrofossil data than testate amoebae during periods dominated by *Sphagnum fuscum* due to the wide tolerance of this taxa to water table changes. Synecologic factors (e.g., competition), variable resilience to hydroclimatic changes and annual to multi-decadal life cycle of both vascular and non-vascular plants may also explain longer time reactions for plant communities to adapt to a changing climate when compared to testate amoebae community structure (Mitchell *et al.*, 2007a).

In the present study, plant macrofossil-based reconstructions allowed the understanding of the peatland developmental dynamics by identifying the vegetation successional scheme and integrating information related to the relative topography and position of the coring site within the peatland. Testate amoebae-inferred WTD changes showed that fluctuations were not all recorded by plant macrofossils, which suggests that testate amoebae constitute more sensitive indicators of surface-moisture changes than vegetation assemblages. Better knowledge is however needed on i) effects of pH and other physico-chemical properties on testate amoebae communities, ii) near-surface WTD testate amoebae assemblages, iii) optima and tolerance range of some taxa such as *Diffugia pulex* type, and iv) differential preservation of some shell types under different nutrient status. In general, a greater species diversity was found within sub-surface horizons, suggesting that some taxa such as *Nebela*, *Euglypha* and *Assulina* species might decompose more easily than others.

Although the ability of testate amoebae to reflect smaller and/or shorter hydroclimatic changes than the vegetation constitutes a great advantage in high-resolution paleohydroclimatic reconstructions, this proxy can also somehow be 'too' sensitive to draw

general trends of past climatic changes for a given area, particularly for studies that aim at reconstructing regional-scale changes.

Since they are based on secondary (or indirect) responses to hydroclimatic changes, abiotic proxy records (e.g., bulk density, C/N ratio, peat humification) must be used cautiously, as discrepancies between biotic and abiotic proxy records have been recorded both in the present research and past studies (e.g., Mauquoy *et al.*, 2002a; Langdon and Barber, 2004; Hugues *et al.*, 2006). Peat humification, for example, is believed to provide an indication of effective precipitation by interrupting the surface-moisture level of a peat bog (Blackford and Chambers, 1993). Since this assumption is based on the hypothesis that redox conditions govern the level of organic decay that occurs within the acrotelm layer, peat humification datasets do not take into account other important factors contributing to decay such as plant composition, its differential resistance to decomposition, and peat temperature (Caseldine *et al.*, 2000; Yeloff and Mauquoy, 2006). Mauquoy *et al.* (2002a) attributed some discrepancies between plant macrofossil and humification records to *Sphagnum* species-specific decay rates (Johnson and Damman, 1991; Rochefort *et al.*, 1990) to explain the presence of both low transmission values (related to highly humified peat) and *S. cuspidatum* (wet species with a high decomposition rate) within a peat section. In the present study, negative transmission values (more humified peat) were sometimes related to the decomposition of (labile) herbaceous fragments that were supported by wet conditions. Similarly, C/N ratio and bulk density data are usually used as indirect indicators of the residence time of peat components within the acrotelm layer (Kuhry and Vitt, 1996; Mauquoy *et al.*, 2002a; Yu *et al.*, 2003; Malmer and Wallén, 2004). As for peat humification, these proxies also partly reflect peat composition. For example, our results show that higher percentages of N found in sedge peat lead to low C/N ratios (Aerts *et al.*, 1999; Rydin and Jeglum, 2006) and that high bulk density values may be associated with intensified decay of labile peat components such as sedge remnants. Despite complex responses that can be obtained from abiotic proxies, comparison of multiple abiotic proxy records supports the significance of observed shifts by offering a way to cross check multiple reconstructions (Hugues *et al.*, 2006). Multi-proxy and multi-core analyses are hence essential to i) reconstruct valuable paleoecohydrologic changes and related C dynamics, ii) better constrain

the development of a given peatland, and iii) evaluate the importance of autogenic (locally induced) processes on peat accumulation.

#### 4.1.5.4 Regional-scale hydroclimatic patterns in the Eastmain River watershed

Given the large number of peat-based reconstructions that are found in western Europe, Charman *et al.* (2006) and Blundell *et al.* (2007) both published a compilation of such records and showed clear correlative surface-moisture changes for the Late-Holocene period. Some regional-scale paleoecohydrological reconstructions have also been possible by comparing records obtained from our study sites. Autogenic (site-specific) and allogenic (climate) influence on peatland development was also distinguished. Two synchronous hydroclimatic changes were found between LLC and MOS peatlands, suggesting an allogenic influence on peatland development at a regional scale: 1) While humid and relatively stable hydroclimatic conditions were inferred from *Sphagnum* colonization at site MOS\_RiP2 around ca 1000 BP, both LLC\_RiP2 and MOS\_MaP1 sites recorded wetter conditions as well (Fig. 4.7). 2) Wetter conditions were also reconstructed from LLC\_RiP2, LLC\_MaP1 and MOS\_RiP2 from approximately 350 cal. BP to the present (Fig. 4.7). In Northern Quebec, a rise in lake levels (Payette and Fillion, 1993) and an increase in precipitation (Arlen-Pouliot and Bhiry, 2005) were reconstructed after the LIA. The dry episode that was reconstructed during the LIA at the LLC peatland was not identified at the MOS site, possibly due to the general wetter local conditions that characterize this peatland.

Linkages between hydrological conditions and carbon accumulation show that the highest LORCA values were either correlated with wet or dry conditions. For example, increases in peat accumulation rates under wet conditions are probably due to a shorter residence time of plant material within the acrotelm, which results in a lower peat humification. On the other hand, periods characterized by high bulk density values and ligneous peat (high woody debris percentages) showed high LORCA values probably linked to the low litter quality offered by ligneous material. The sedge peat found at the bottom of

core MOS\_RiP2 (minerotrophic conditions) presented LORCA values similar to those from the ombrotrophic sites, suggesting that the relatively fast cycling of nutrients that characterizes minerotrophic environments did not prevent peat to accumulate at a relatively fast rate. In conclusion, coring site location within each peatland (pool vs ridge) constituted a challenge in the understanding of peatland successional patterns. Cores taken from the wetter sections (LLC\_MaP1 and MOS\_MaP1) potentially only recorded major hydroclimatic changes due to high water table levels. In contrast, because of their slightly higher topographic position within the peatlands, records obtained from cores LLC\_RiP2 and MOS\_RiP2 (ridges) may contain the most climate-sensitive records, as also suggested by Hendon *et al.* (2001). Both regional hydroclimatic conditions and site-specific development likely influenced peat accumulation at all four studied sites.

#### 4.1.6 Acknowledgments

Financial contributions from Hydro-Québec Production (Dr A. Tremblay), NSERC, FQRNT and NSTP are acknowledged. Special thanks to C. Lacroix, A. Lamarre, D. Charbonneau, S.A. Brain, M.E. Sullivan, A. Adamowicz, S. van Bellen, P-L Dallaire, G. Guay and D. Brosseau for laboratory and field assistance. We are also grateful to L. Pelletier and H. Asnong for helpful information and discussions. Special acknowledgments to F.M. Chambers (humification analyses procedure, laboratory facilities, discussions), to B. Ghaleb (210Pb dating procedure, laboratory facilities, discussions) and to R.K. Booth (testate amoebae procedure, transfer function, identification, discussions).

#### 4.1.7 References

- Aaby, B., 1976. Cyclic climatic variations in climate over the past 5,500 yr reflected in raised bogs. *Nature* 263, 281-284.
- Aerts, R., Verhoeven, J.T.A., Whigham, D.F., 1999. Plant-mediated controls on nutrient cycling in temperate fens and bogs. *Ecology* 80, 2170-2180.

Ali, A.A., Ghaleb, B., Garneau, M., Asnong, H., Loisel, J., 2008a. Recent peat accumulation rates in minerotrophic peatlands of the James Bay region, Eastern Canada, inferred by  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  radiometric techniques. *Applied Radiation and Isotopes*.

Ali, A.A., Carcaillet, C., Bergeron, Y., 2008b. Long-term spatial and temporal fire regime variability in the eastern Canadian boreal forest: direct and indirect effects of climate. *Global Change Biology*.

Appleby, P.G., Oldfield, F., 1978. The calculation of  $^{210}\text{Pb}$  dates assuming a constant rate of supply of unsupported  $^{210}\text{Pb}$  to the sediment. *Catena* 5, 1-8.

Barber, K.E., 1993. Peatlands as scientific archives of past biodiversity. *Biodiversity and Conservation* 2, 474-489.

Barber, K.E., Chambers, F.M., Maddy, D., Stoneman, R.E., Brew, J.S., 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. *The Holocene* 4(2), 198-205.

Barber, K.E., Chambers, F.M., Maddy, D., 2003. Holocene palaeoclimates from peat stratigraphy: macrofossil proxy climate records from three oceanic raised bogs in England and Ireland. *Quaternary Science Reviews* 22, 529-531.

Barber, K.E., Dumayne-Peaty, L., Hughes, P., Mauquoy, D., Scaife, R., 1998. Replicability and variability of the recent macrofossil and proxy-climate record from raised bogs: field stratigraphy and macrofossil data from Bolton Fell Moss and Walton Moss, Cumbria, England. *Journal of Quaternary Science* 13(6), 515-528.

Beaulieu-Audy, V., Garneau, M., Richard, P.J.H., Asnong, H., In press. Holocene paleoecological reconstruction of three boreal peatlands in the *La Grande Rivière* area, Québec, Canada. *The Holocene*.

Begin, Y., Payette, S., 1988. Dendroecological evidence of lake level changes during the last three centuries in subarctic Quebec. *Quaternary Research* 30, 210-220.

Belyea, L., Clymo, R.S., 2001. Feedback control of the rate of peat formation. *The Royal Society* 268, 1315-1321.

Belyea, L.R., Malmer, N., 2004. Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biology* 10, 1043-1052.

Belyea, L.R., Warner, B.G., 1996. Temporal scale and the accumulation of peat in a *Sphagnum* bog. *Canadian Journal of Botany* 74, 366-377.

Blackford, J., Chambers, F.M., 1993. Determining the degree of peat decomposition for peat-based palaeoclimatic studies. *International Peat Journal* 5, 7-24.

- Blackford, J., Chambers, F.M., 1995. Proxy climate record for the last 1000 years from Irish blanket peat and a possible link to solar variability. *Earth and Planetary Science Letters* 13, 145-150.
- Blodau, C., 2002. Carbon cycling in peatlands – A review of processes and controls. *Environmental Review* 10, 111-134.
- Blundell, A., Barber, K.E., 2005. A 2800-year palaeoclimatic record from Tore Hill Moss, Strathspey, Scotland: the need for a multi-proxy approach to peat-based climate reconstruction. *Quaternary Science Reviews* 24, 1261-1277.
- Blundell, A., Charman, D.J., Barber, K.E., 2007. Multiproxy late Holocene peat records from Ireland: towards a regional palaeoclimate curve. *Journal of Quaternary Science* 23(1), 59-71.
- Booth, R.K., 2008. Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in *Sphagnum*-dominated peatlands of North America. *Journal of Quaternary Science* 23(1), 43-57.
- Booth, R.K., Jackson, S.T., 2003. A high-resolution record of late-Holocene moisture variability from a Michigan raised bog, USA. *The Holocene* 13(6), 863-876.
- Booth, R.K., Zygmunt, J.R., 2005. Biogeography and comparative ecology of testate amoebae inhabiting *Sphagnum*-dominated peatlands in the Great Lakes and Rocky Mountain regions of North America. *Diversity Distribution* 11, 577-590.
- Booth, R.K., Sullivan, M.E., Sousa, V.A., 2008. Ecology of testate amoebae in a North Carolina pocosin and their potential use as environmental and paleoenvironmental indicators. *Ecoscience* 15(2), 277-289.
- Campbell, I.A., Campbell, C., Yu, Z., Vitt, D.H., Apps, M.J., 2000. Millennial-scale rhythms in peatlands in the western interior of Canada and in the global carbon cycle. *Quaternary Research* 54, 155-158.
- Caseldine, C., Baker, A., Charman, D.J., Hendon, D., 2000. A comparative study of optical properties of NaOH peat extracts: implications for humification studies. *The Holocene* 10(5), 649-658.
- Chambers, F.M., Charman, D.J., 2004. Holocene environmental change: contributions from the peatland archive. *The Holocene* 14(1), 1-6.
- Chambers, F.M., Mauquoy, D., Brain, S.A., Blaauw, M., Daniell, J.R.G., 2007. Globally synchronous climate change 2800 years ago: Proxy data from peat in South America. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 439-444.



- Charman, D.J., 2001. Biostratigraphic and palaeoenvironmental applications of testate amoebae. *Quaternary Science Reviews* 20, 1753-1760.
- Charman, D.J., 2002. *Peatlands and environmental change*. John Wiley and Sons, England.
- Charman, D.J., Blundell, A., ACCROTELM members, 2007. A new European testate amoebae transfer function for palaeohydrological reconstruction on ombrotrophic peatlands. *Journal of Quaternary Science* 22, 209-221.
- Charman, D.J., Blundell, A., Chiverrell, R.C., Hendon, D., Langdon, P.G., 2006. Compilation of non-annually resolved Holocene proxy climate records: stacked Holocene peatland palaeo-water table reconstructions from northern Britain. *Quaternary Science Reviews* 25, 336-350.
- Charman, D.J., Hendon, D., Woodland, W.A., 2000. The identification of testate amoebae (Protozoa : Rhizopoda) in peats. Technical Guide no 9, Quaternary Research Association, England.
- Clymo, R.S., Turunen, J., Tolonen, K., 1998. Carbon accumulation in peatland. *Oikos* 81, 368-388.
- Crum, H.A., Anderson, L.E., 1981. *Mosses of eastern North America*, vol. 1-2. Columbia University Press, New York.
- Dallaire, P-L, Garneau, M., 2008. The use of a ground-enetrating radar (GPR) to characterize peat stratigraphy and estimate the carbon pool in a boreal peatland, Easmain region, James bay, Quebec, Canada. *Proceedings, 12<sup>th</sup> International Conference on ground-penetrating radar, University of Birmingham, UK*.
- Dorrepaal, E., Aerts, R., Cornelissen, J.H.C., Callaghan, T.V., van Logtestijn, R.S.P., 2004. Summer warming and increased winter snow cover affect *Sphagnum fuscum* growth, structure and production in a sub-arctic bog. *Global Change Biology* 10, 93-104.
- Dyke, A.S., 2005. Late Quaternary vegetation history of Northern North America based on pollen, macrofossil, and faunal remains. *Géographie physique et Quaternaire* 59(2-3), 211-262.
- Environment Canada. 2008. Climate Normals for Canada, 1971-2000.  
[http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate\\_normals/index\\_f.html?&](http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/index_f.html?&)
- Filion, L., Payette, S., 1993. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas* 22, 7-14.
- Foster, D., Wright, H.E. Jr., 1990. Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology* 71, 450-463.

- Frolking, S., Roulet, N.T., 2007. Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biology* 13, 1–10.
- Glaser, P.H., Hansen, B.C., Siegel, D.I., Reeve, A.S., Morin, P.J., 2004. Rates, pathways and drivers for peatland development in the Hudson Bay Lowlands, northern Ontario, Canada. *Journal of Ecology* 92, 1036–1053.
- Gorham, E., 1991. The role of northern peatlands in the carbon cycle, and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications* 1, 182–195.
- Halsey, L.A., Vitt, D.H., Bauer, I.E., 1998. Peatland initiation during the Holocene in continental western Canada. *Climatic Change* 40, 315–342.
- Hendon, D., Charman, D.J., 1997. The preparation of testate amoebae (Protozoa : Rhizopoda) samples from peat. *The Holocene* 7(2), 199–205.
- Hendon, D., Charman, D.J., Kent, M., 2001. Palaeohydrological records derived from testate amoebae analysis from peatlands in northern England: within-site variability, between-site comparability and palaeoclimatic implications. *The Holocene* 11(2), 127–148.
- Hendon, D., Charman, D.J., 2004. High-resolution peatland water-table changes for the past 200 years: the influence of climate and implications for management. *The Holocene* 14(1), 125–134.
- Hugues, P.D.M., 2000. A reappraisal of the mechanisms leading to ombrotrophy in British raised mires. *Ecology Letters* 3, 7–9.
- Hugues, P.D.M., Barber, K.E., 2003. Mire development across the fen–bog transition on the Teifi floodplain at Tregaron Bog, Ceredigion, Wales, and a comparison with 13 other raised bogs. *Journal of Ecology* 91, 253–264.
- Hugues, P.D.M., Barber, K.E., 2004. Contrasting pathways to ombrotrophy in three raised bogs from Ireland and Cumbria, England. *The Holocene* 14(1), 65–77.
- Hughes, P.D.M., Blundell, A., Charman, D.J., Bartlett, S., Daniell, J.R.G., Wojatschke, A., Chambers, F.M., 2006. An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing. *Quaternary Science Reviews* 25, 1208–1227.
- Hugues, P.D.M., Dumayne-Peaty, L., 2002. Testing theories of mire development using multiple successions at Crymlyn Bog, West Glamorgan, South Wales, UK. *Journal of Ecology* 90, 456–471.
- Hugues, P.D.M., Mauquoy, D., Barber, K.E., Langdon, P.G., 2000. Mire-development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England. *The Holocene* 10(4), 465–479.

- Jeglum, J.K., Rothwell, R.L., Berry, G.J., Smith, G.K.M., 1992. A peat sampler for rapid survey. Technical note, Canadian Forestry Service, Ontario.
- Jonhson, L.C., Damman, A.W.H., 1991. Species controlled *Sphagnum* decay on a south Swedish raised bog. *Oikos* 61, 234-242.
- Klinger, L.F., Short, S.K., 1996. Succession in the Hudson Bay Lowland, Northern Ontario, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 28(2), 172-183.
- Kuhry, P., Halsey, L.A., Bayley, L.E., Vitt, D.H., 1991. Peatland development in relation to Holocene climatic change in Manitoba and Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 1070-1090.
- Kuhry, P., Vitt, D.H., 1996. Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *Ecology* 77(1), 271-275.
- Lafleur, P.M., Hember, R.A., Admiral, S.W., Roulet, N.T., 2005. Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes* 19, 3533-3550.
- Langdon, P.G., Barber, K.E., Hugues, P.D.M., 2003. A 7500-year peat-based palaeoclimatic reconstruction and evidence for an 1100-year cyclicity in bog surface wetness from Temple Hill Moss, Pentland Hills, southeast Scotland. *Quaternary Science Reviews* 22, 259-274.
- Lavoie, M., Richard, P.J.H., 2000a. The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Quebec. *Canadian Journal of Botany* 78, 668-684.
- Lavoie, M., Richard, P.J.H., 2000b. Paléoécologie de la tourbière du lac Malbaie, dans le massif des Laurentides (Québec) : évaluation du rôle du climat sur l'accumulation de la tourbe. *Géographie physique et Quaternaire* 54(2), 169-185.
- Loisel, J., 2009. Reconstitution paléoécologique de deux tourbières boréales à l'Holocène récent dans le bassin versant de la rivière Eastmain, Baie James, Québec. M.Sc. thesis, Université du Québec à Montréal, Canada.
- MacDonald, G.M., Beilman, D.W., Kremenetski, K.V., Sheng, Y., Smith, L.C., Valichko, A.A., 2006. Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> variations. *Nature* 314, 285-288.
- McNeil, J., Waddington, J.M., 2003. Moisture controls on *Sphagnum* growth and CO<sub>2</sub> exchange on a cutover bog. *Journal of Applied Ecology* 40, 354-367.
- Malmer, N., Johansson, T., Olsrud, M., Christensen, T.R., 2005. Vegetation, climatic changes and net carbon sequestration in a North-Scandinavian subarctic mire over 30 years. *Global Change Biology* 11, 1895-1909.

- Malmer, N., Wallén, B., 2004. Input rates, decay losses and accumulation rates of carbon in bogs during the last millenium : internal processes and environmental changes. *The Holocene* 14(1), 111-117.
- Maltby, E., Immirzi, P., 1993. Carbon dynamics in peatlands and other wetland soils, regional and global perspectives. *Chemosphere* 27, 999-1023.
- Marie-Victorin, Fr., 1995. *Flore laurentienne*. 3<sup>rd</sup> edition, Les Presses de l'Université de Montréal, Québec.
- Mauquoy, D., Engelkes, T., Groot, M.H.M., Markesteijn, F., Oudejans, M.G., van der Plicht, J., van Geel, B., 2002a. High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 186, 275-310.
- Mauquoy, D. van Geel, B., Blaauw, M., van der Plicht, J., 2002b. Evidence from northwest European bogs shows 'Little Ice Age' climatic changes driven by variations in solar activity. *The Holocene* 12(1), 1-6.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., van Geel, B., Borromei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F.M., Possnert, G., 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quaternary Research* 61, 148-158.
- Mikaloff Fletcher, S.E., Tans, P.P., Bruhwiler, L.M., Miller, J.B., Heimann, M., 2004. CH<sub>4</sub> sources estimated from atmospheric observations of CH<sub>4</sub> and its <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C isotopic ratios : 1. Inverse modelling of source processes. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB4004, 10.1029/2004GB002223 (2004).
- Mitchell, E., Buttler, A., Warner, B., Gobat, J-M., 1999. Ecology of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in *Sphagnum* dominated peatlands in the Jura mountains, Switzerland and France. *Ecoscience* 6, 565-576.
- Mitchell, E.A.D., Gilbert, D., 2004. Vertical Micro-Distribution and Response to Nitrogen Deposition of Testate Amoebae in *Sphagnum*. *Journal of. Eukaryotic Microbiology* 51(4), 480-490.
- Mitchell, E.A.D., Charman, D.J., Warner, B.G., 2007a. Testate amoebae analysis in ecological and paleoecological studies of wetlands: past, present and future. *Biodiversity and Conservation* 10.1007/s10531-007-9221-3.
- Mitchell, E.A.D., Payne, R.J., Lamentowicz, M., 2007b. Potential implications of differential preservation of testate amoeba shells for paleoenvironmental reconstruction in peatlands. *Journal of Paleolimnology* 10.1007/s10933-007-9185-z.

- Moore, T.R., Blodau, C., Turunen, J., Roulet, N.T., Richard, P.J.H., 2004. Patterns of nitrogen and sulfur accumulation and retention in ombrotrophic bogs, eastern Canada. *Global Change Biology* 11, 356-367.
- Moore, T.R., Roulet, N.T., 1993. Methane flux: water table position relations in northern peatlands. *Geophysical Research Letters* 20, 587-590.
- Opravilova, V., Hajek, M., 2006. The variation of testacean assemblages (Rhizopoda) along the complete base-richness gradient in fens : a case study from the Western Carpathians. *Acta Protozoologica* 45, 191-204.
- Pelletier, L., Moore, T.R., Roulet, N.T., Garneau, M., Beaulieu-Audy, V., 2007. Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada. *Journal of Geophysical Research* 112, G01018. 10.1029/2006JG000216.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., et al. 2004. INTCAL04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 kyr BP. *Radiocarbon* 46(3), 1029-1058.
- Rocheftort, L., Vitt, D.H., Bayley, S.E., 1990. Growth, production, and decomposition dynamics of *Sphagnum* under natural and experimentally acidified conditions. *Ecology* 71, 1986-2000.
- Roulet, N.T., Lafleur, P.M., Richard, P.J.H., Moore, T.R., Humphreys, E.R., Bubier, J.L., 2007. Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland. *Global Change Biology* 13, 397-411.
- Rydin, H., Jeglum, J., 2006. *The Biology of Peatlands*. Oxford University Press, New York.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 2006. CALIB 5.10 Radiocarbon Calibration Program. <sup>14</sup>Chrono Centre, Queens University, Ireland.
- Tarnocai, C., 2006. The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands. *Global Planet Change* 53, 222-232.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M., Lacelle, B., 2000. Peatlands of Canada Map. Open File 3834, Geological Survey of Canada.
- Telford, R.J., Heegaard, E., Birks, H.J.B., 2004. All age-depth models are wrong: but how badly? *Quaternary Science Reviews* 23, 1-5.
- Troëls-Smith, J., 1955. Characterization of unconsolidated sediments. *Danmarks Geologiske Undersøgelse Series* 4(3): 1-73.
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K., Reinikainen, A., 2002. Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – application to boreal and subarctic regions. *The Holocene* 12(1), 69-80.

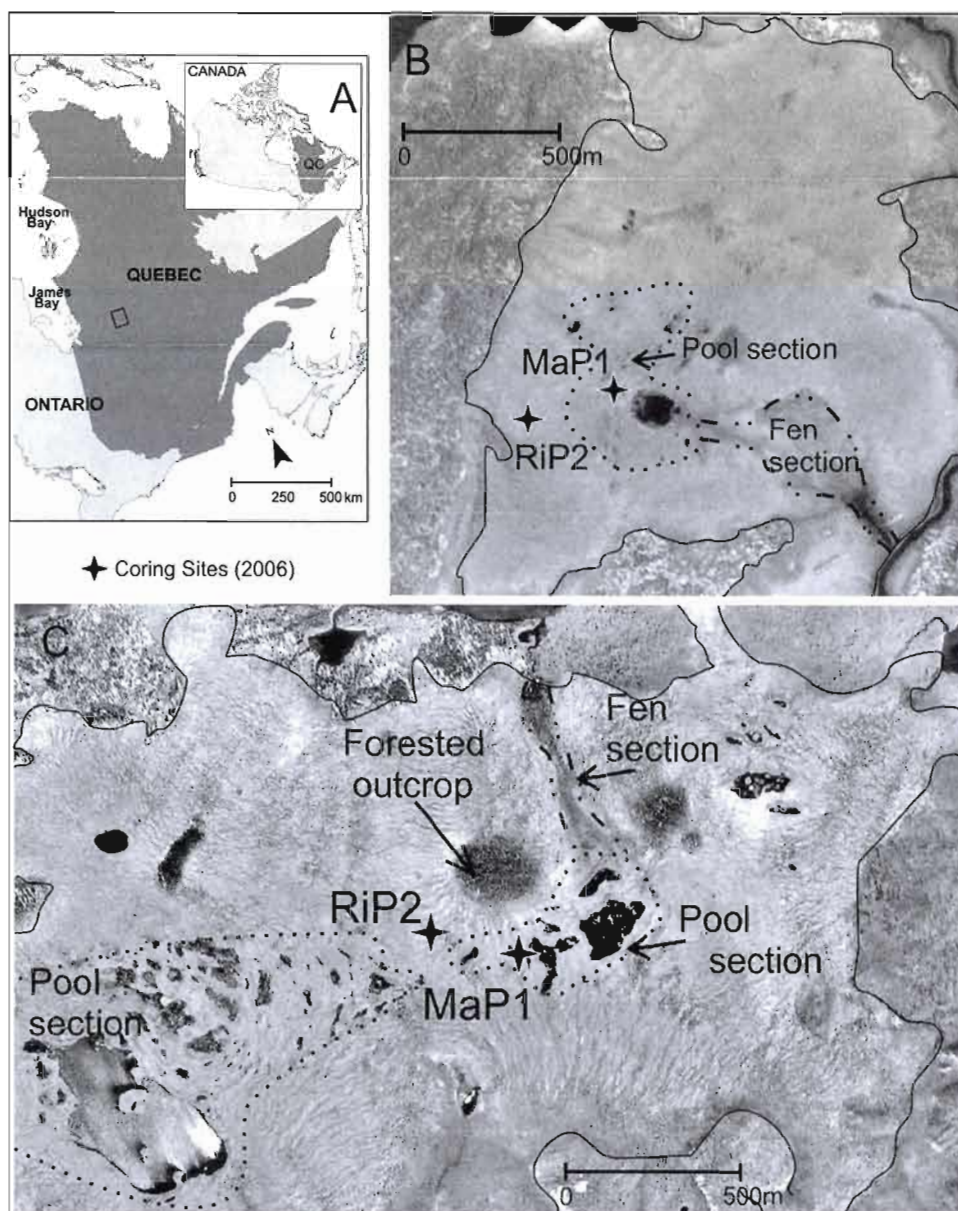
- Turunen, J., Roulet, N.T., Moore, T.R., Richard, P.J.H., 2004. Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB3002 doi: 10.1029/2003GB002154.
- Viau, A.E., Gajewski, K., Sawada, M.C., Fines, P., 2006. Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research* 111, doi: 10.1029/2005JD006031.
- Vincent, J-S., 1989. Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. In *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, vol. 1, R.J. Fulton (Ed.), p. 266-295, Geological Survey of Canada.
- Vitt, D.H., Marsh, J.E., Bovey, R.B., 1988. *Mosses, lichens and ferns of northwest North America*. Lone Pine Publishing, Canada.
- Vitt, D.H., Halsey, L.A., Bauer, I.E., Campbell, C., 2000. Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 683-693.
- Warner, B.G., Asada, T., Quinn, N.P., 2007. Seasonal influences on the ecology of testate amoebae (Protozoa) in a small *Sphagnum* peatland in southern Ontario, Canada. *Microbial Ecology* 54, 91-100.
- Warner, B.G., Chengalath, R., 1988. Holocene fossil *Habrotricha angusticollis* (Bdelloidea: Rotifera) in North America. *Journal of Paleolimnology* 1, 141-147.
- Whiting, G.J., Chanton, J.P., 2001. Greenhouse carbon balance of wetlands: methane emission versus carbon sequestration. *Tellus* 53B, 521-528.
- Yeloff, D., Mauquoy, D., 2006. The influence of vegetation composition on peat humification: implications for palaeoclimatic studies. *Boreas* 35, 662-673.
- Yu, Z., 2006. Modeling Ecosystem Processes and Peat Accumulation in Boreal Peatlands. In *Boreal Peatland Ecosystems*, R.K. Wieder and D.H. Vitt (Eds.), p. 313-327, Ecological Studies, Springer-Verlag.
- Yu, Z., Campbell, I.D., Campbell, C., Vitt, D.H., Bond, G.C., Apps, M.J., 2003. Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales. *The Holocene* 13(6), 801-808.

## 4.1.8 Tables and figures

**Table 4.1** AMS radiocarbon date results.

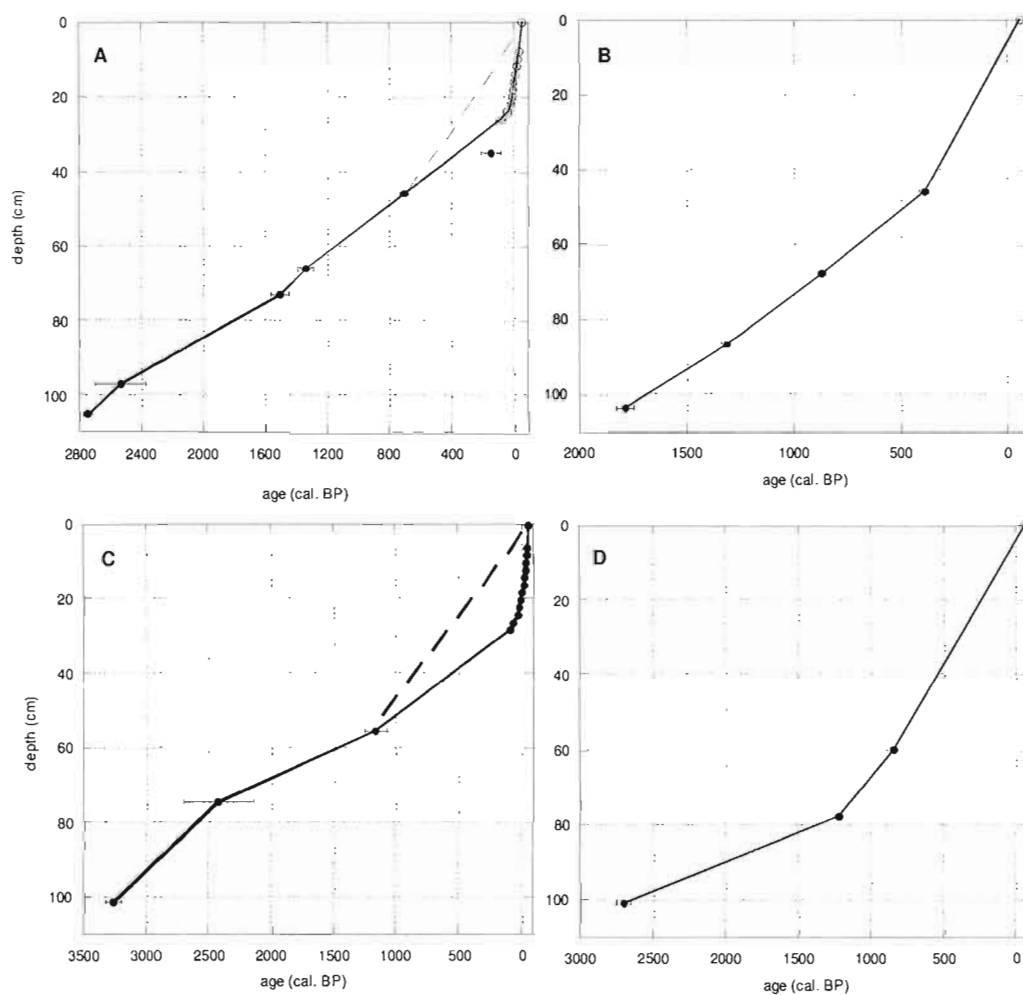
Core	Depth below peat surface (cm)	Age $^{14}\text{C}$ BP	Calibrated range BP (2 $\sigma$ )	Mid-point cal. BP	Dated material	Lab. code
LLC RiP2	35-37	220 $\pm$ 15	225-75	150	<i>Sphagnum</i> stems & ericaceous leaves	UCIAMS-40356
	45-47	780 $\pm$ 20	735-685	710	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-40357
	65-66	1430 $\pm$ 40	1390-1290	1340	<i>Sphagnum</i> stems	Beta-227708
	73-74	1570 $\pm$ 20	1520-1400	1460	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-40358
	97-98	2460 $\pm$ 20	2700-2380	2540	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-40359
	104-105	2620 $\pm$ 40	2780-2720	2750	<i>Sphagnum</i> stems & leaves	Beta-227709
LLC MaP1	46	330 $\pm$ 20	460-310	390	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-43469
	68	975 $\pm$ 20	940-800	870	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-43468
	87-88	1420 $\pm$ 20	1350-1290	1320	<i>Sphagnum</i> stems, ericaceous & <i>Larix laricina</i> leaves	UCIAMS-43467
	103-105	1840 $\pm$ 40	1870-1700	1790	<i>Sphagnum</i> stems & ericaceous leaves	Beta-227706
MOS RiP2	42	230 $\pm$ 20	300-0	150	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-43471
	56	1240 $\pm$ 20	1255-1085	1170	<i>Sphagnum</i> stems, ericaceous & <i>Picea mariana</i> leaves	UCIAMS-43470
	69-71	545 $\pm$ 20	580-520	550	Ericaceous & coniferous leaves	UCIAMS-43472
	75	2350 $\pm$ 100	2710-2150	2430	<i>Picea mariana</i> leaves	UCIAMS-43473
	101-102	3040 $\pm$ 15	3332-3215	3270	<i>Larix laricina</i> and <i>Picea mariana</i> leaves	UCIAMS-50320
MOS MaP1	60	925 $\pm$ 20	910-790	850	<i>Sphagnum</i> stems, ericaceous & coniferous leaves	UCIAMS-45796
	78	1280 $\pm$ 20	1280-1180	1230	<i>Sphagnum</i> stems, ericaceous & coniferous leaves	UCIAMS-45797
	100-102	2610 $\pm$ 50	2790-2620	2710	<i>Sphagnum</i> stems, ericaceous & coniferous leaves	Beta-227710



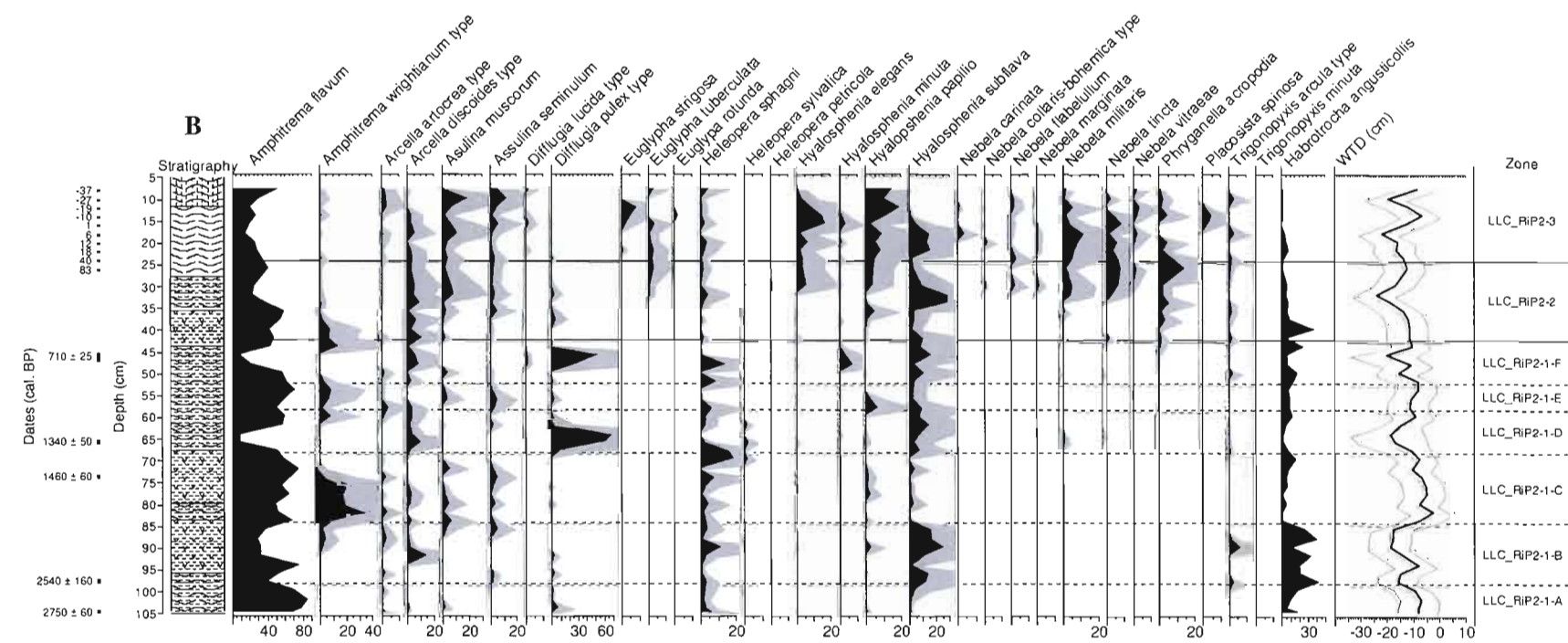
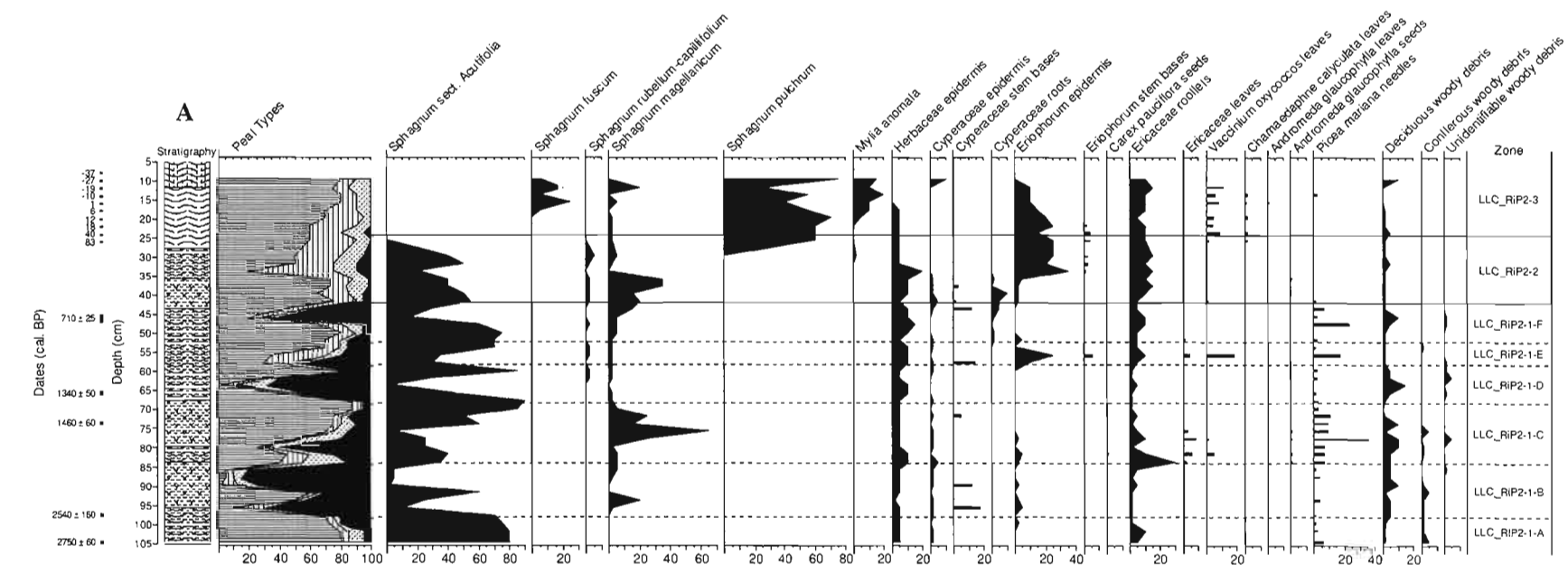


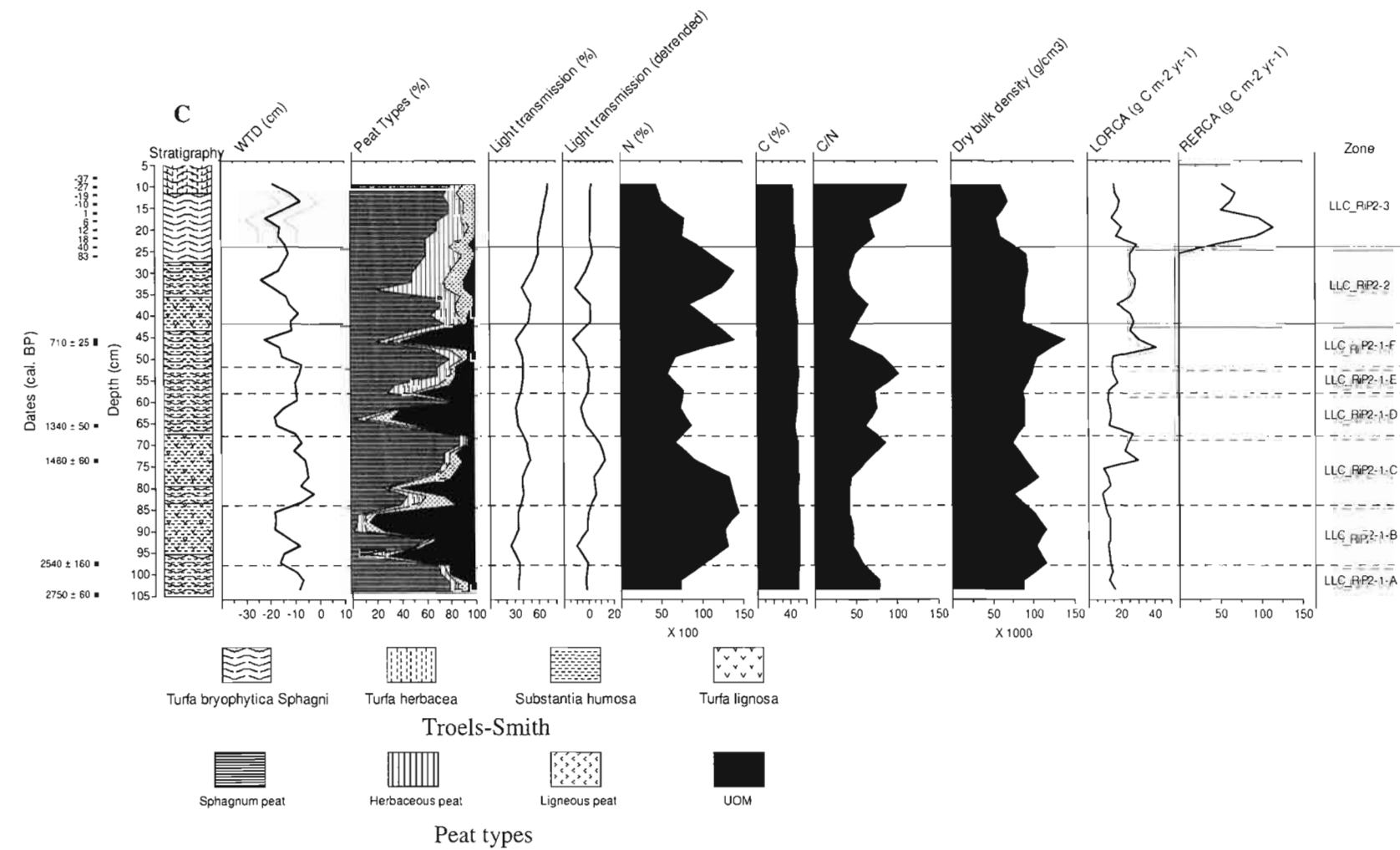
**Figure 4.1** Location Maps. A) Québec, Canada. B) Mosaik peatland. C) Lac Le Caron peatland. Both peatlands present a ribbed surface that can easily be seen on the left (MOS) aerial photo due to a better resolution. Peat core locations are indicated on both images.



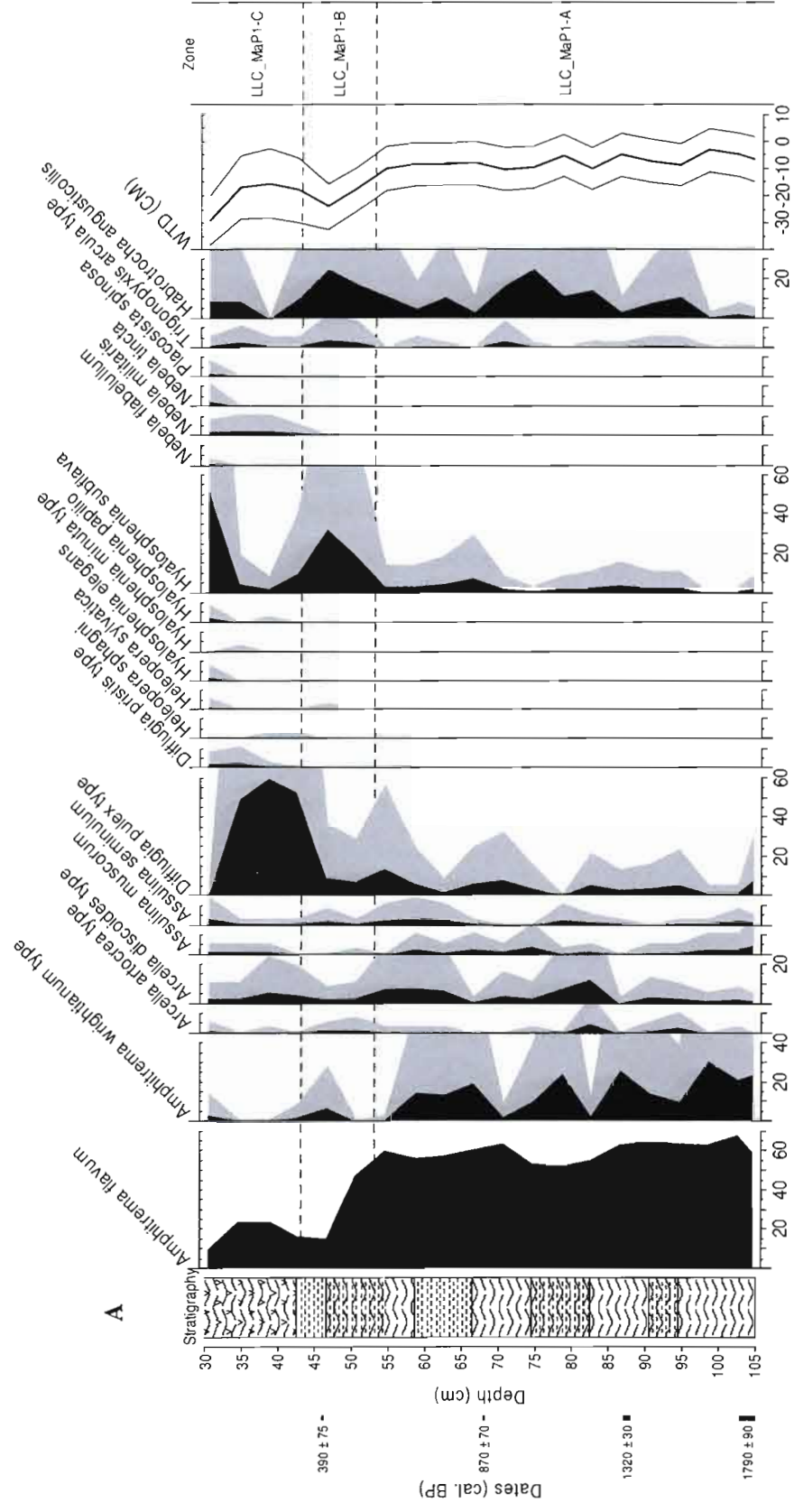


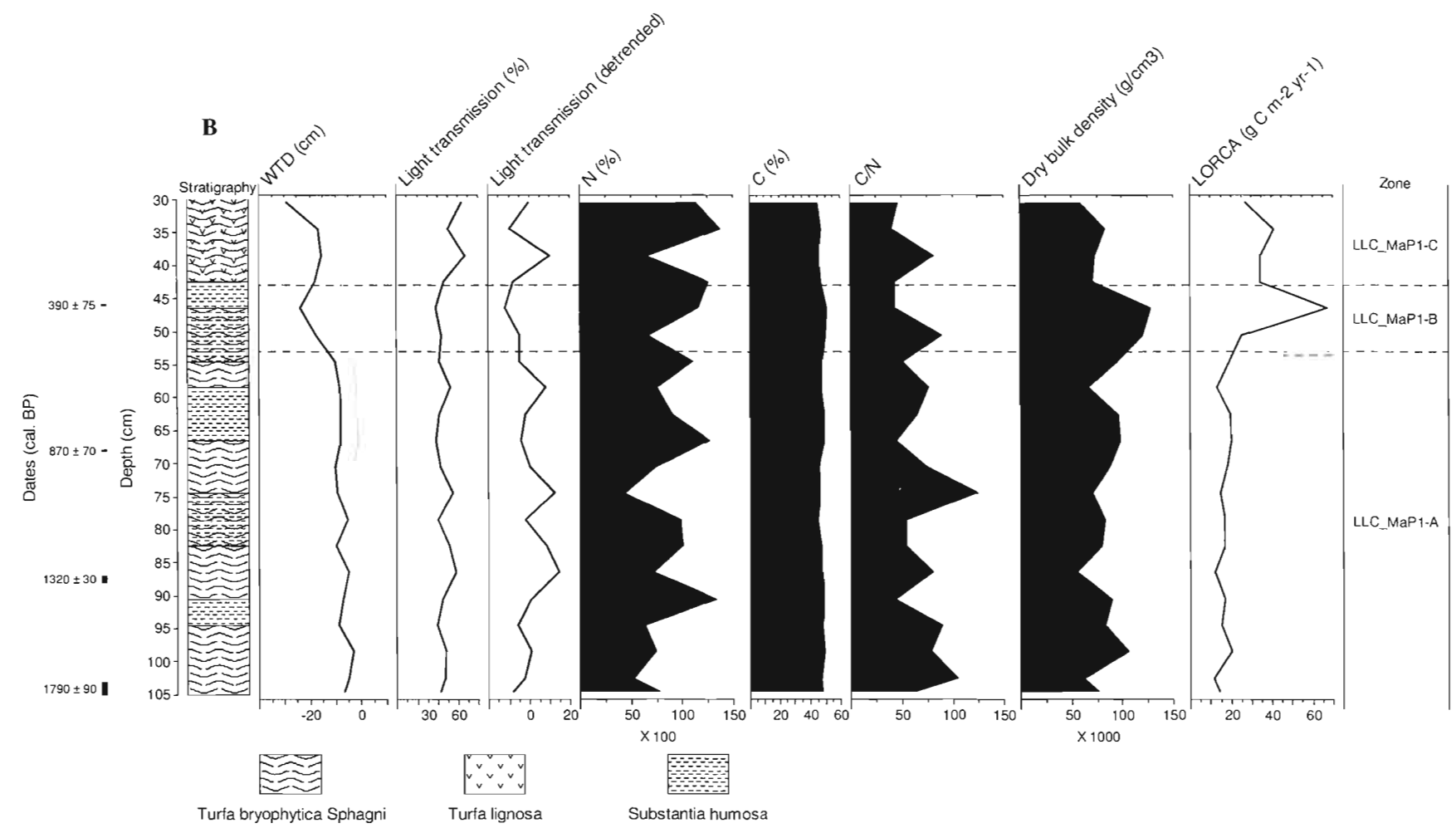
**Figure 4.2** Age-depth models from core LLC\_RiP2 (A), LLC\_MaP1 (B), MOS\_RiP2 (C) and MOS\_MaP1 (D).





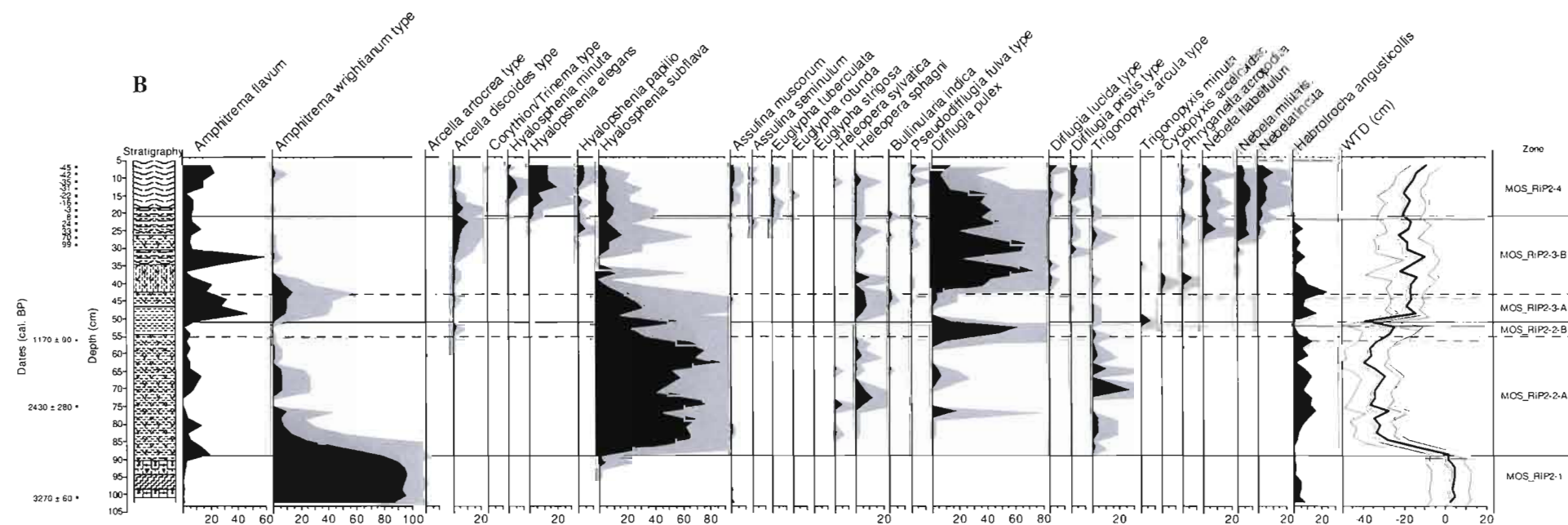
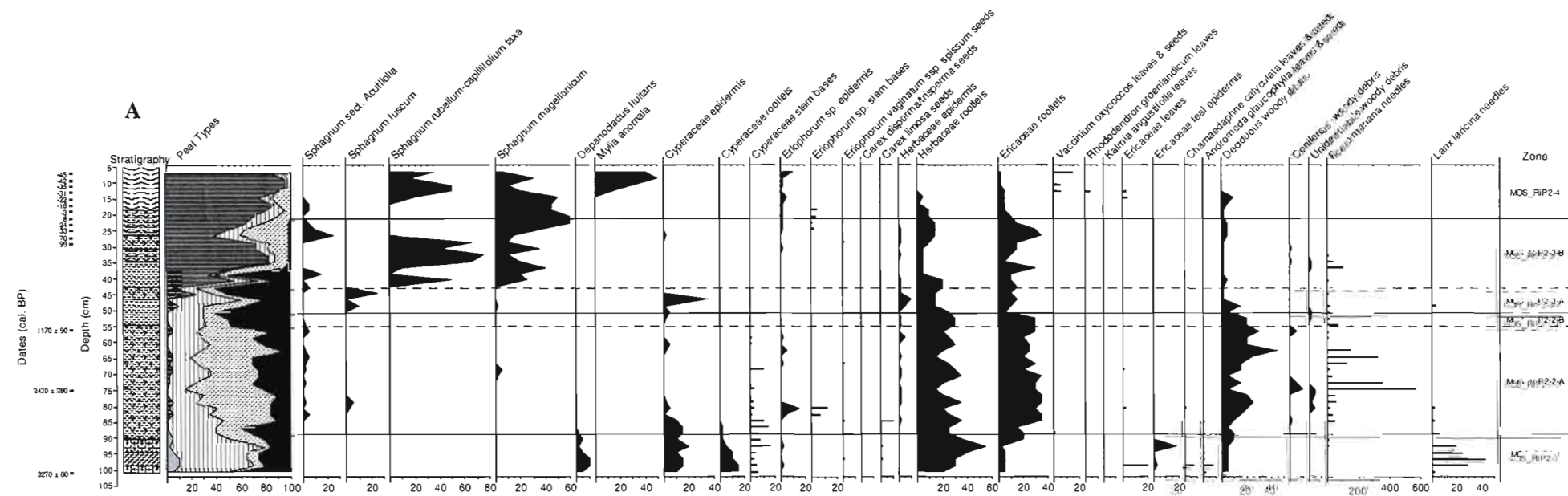
**Figure 4.3** Diagrams for core LLC\_RiP2. Dates, zonation and stratigraphy are plotted. A) Plant macrofossils. Silhouette patterns show the percentage volumes whilst histograms present macrofossils that were counted. B) Testate amoebae. Black areas show testate amoebae percentages while gray areas present a 4X exaggeration. For the WTD reconstruction (last column), the black line presents the reconstructed measurements, and the grey lines show the error. C) Bulk density, C/N ratio, colorimetric peat humification, WTD reconstruction, PFT percentages and LORCA curves.

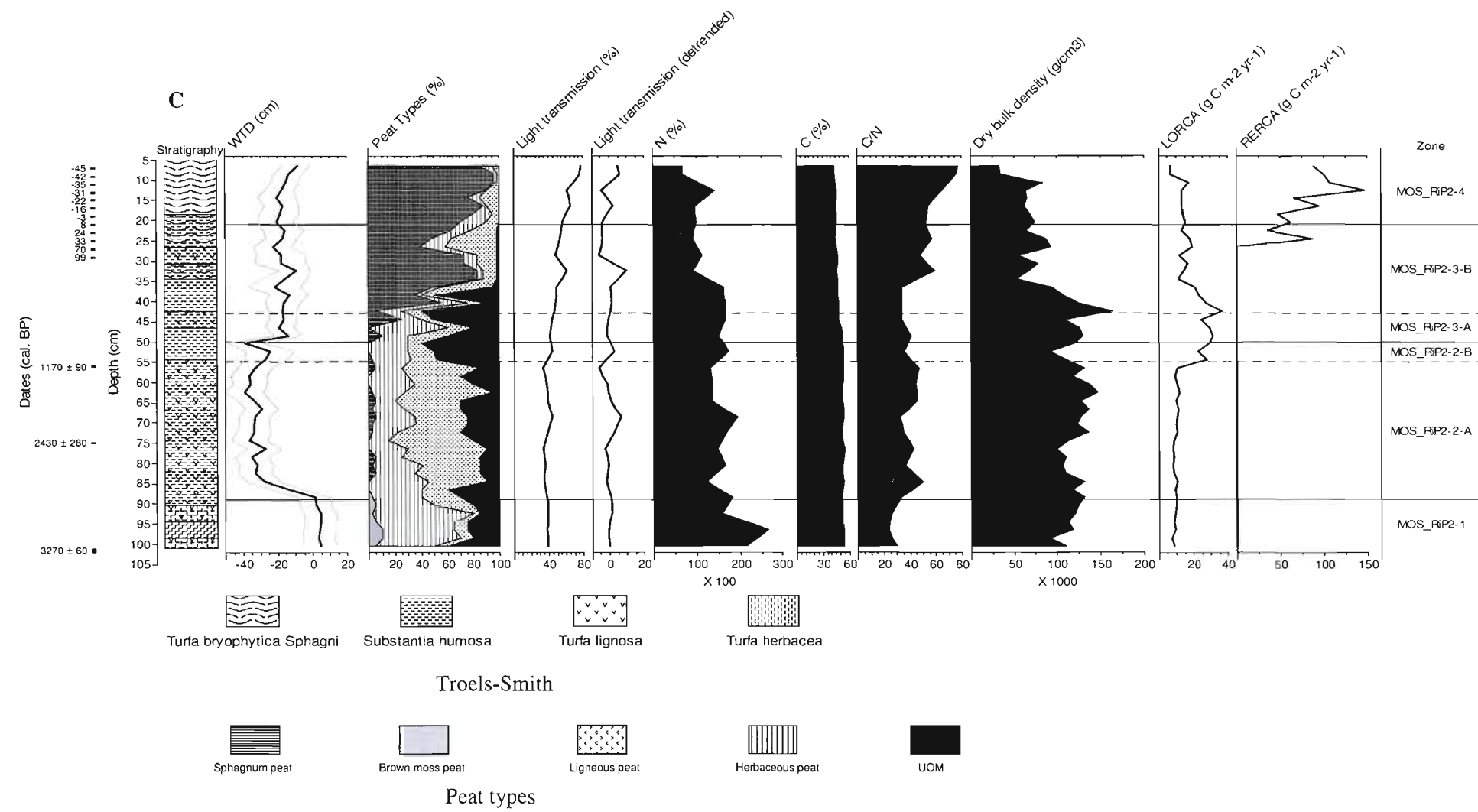




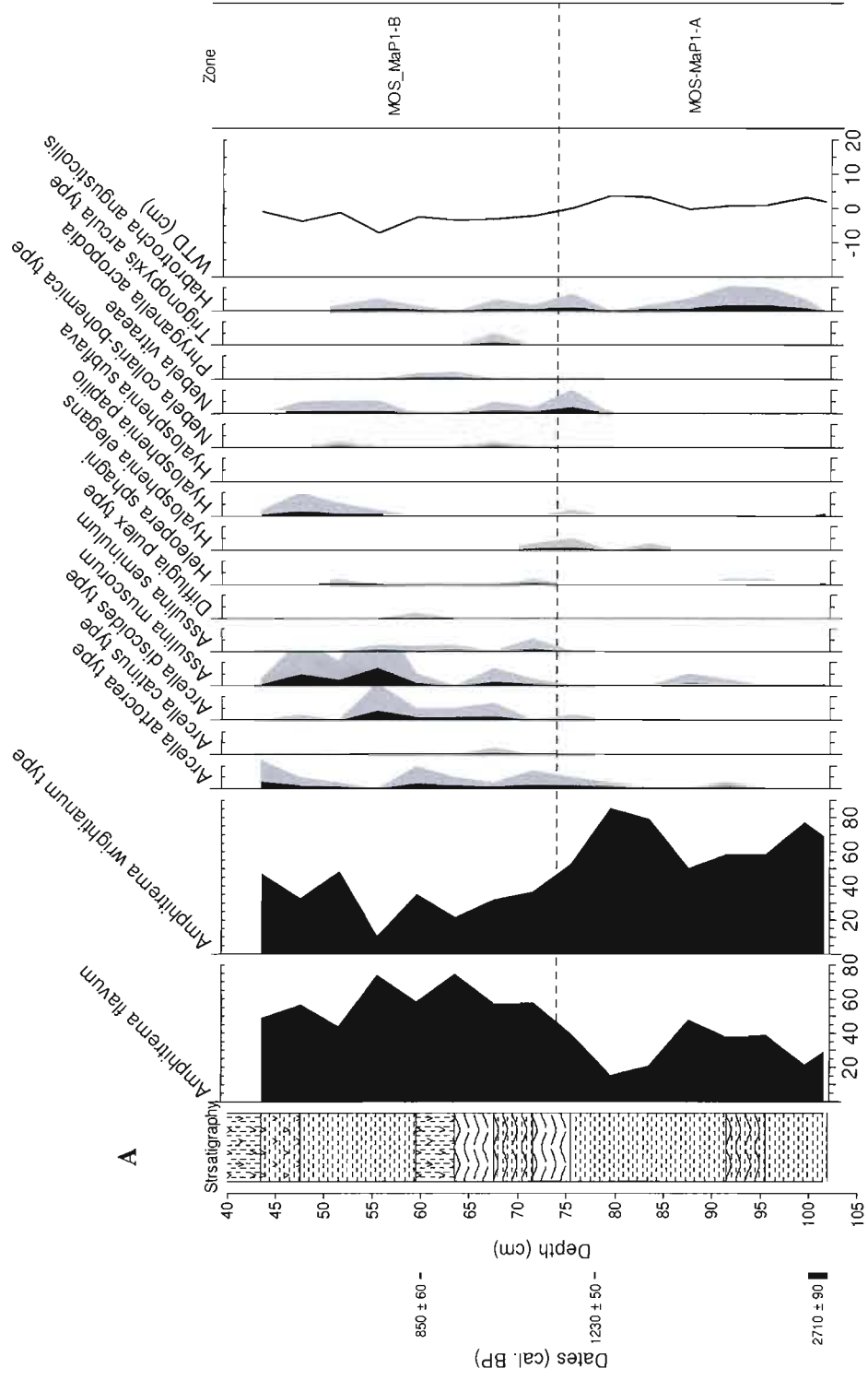
**Figure 4.4** Diagrams for core LLC\_MaP1. Dates, zonation and stratigraphy are plotted. A) Testate amoebae percentage diagram and WTD reconstruction. Black areas show testate amoebae percentages while gray areas present a 4X exaggeration. For the WTD reconstruction (last column), the black line presents the reconstructed measurements, and grey lines show the error. B) Bulk density, C/N ratio, colorimetric peat humification, WTD reconstruction and LORCA.



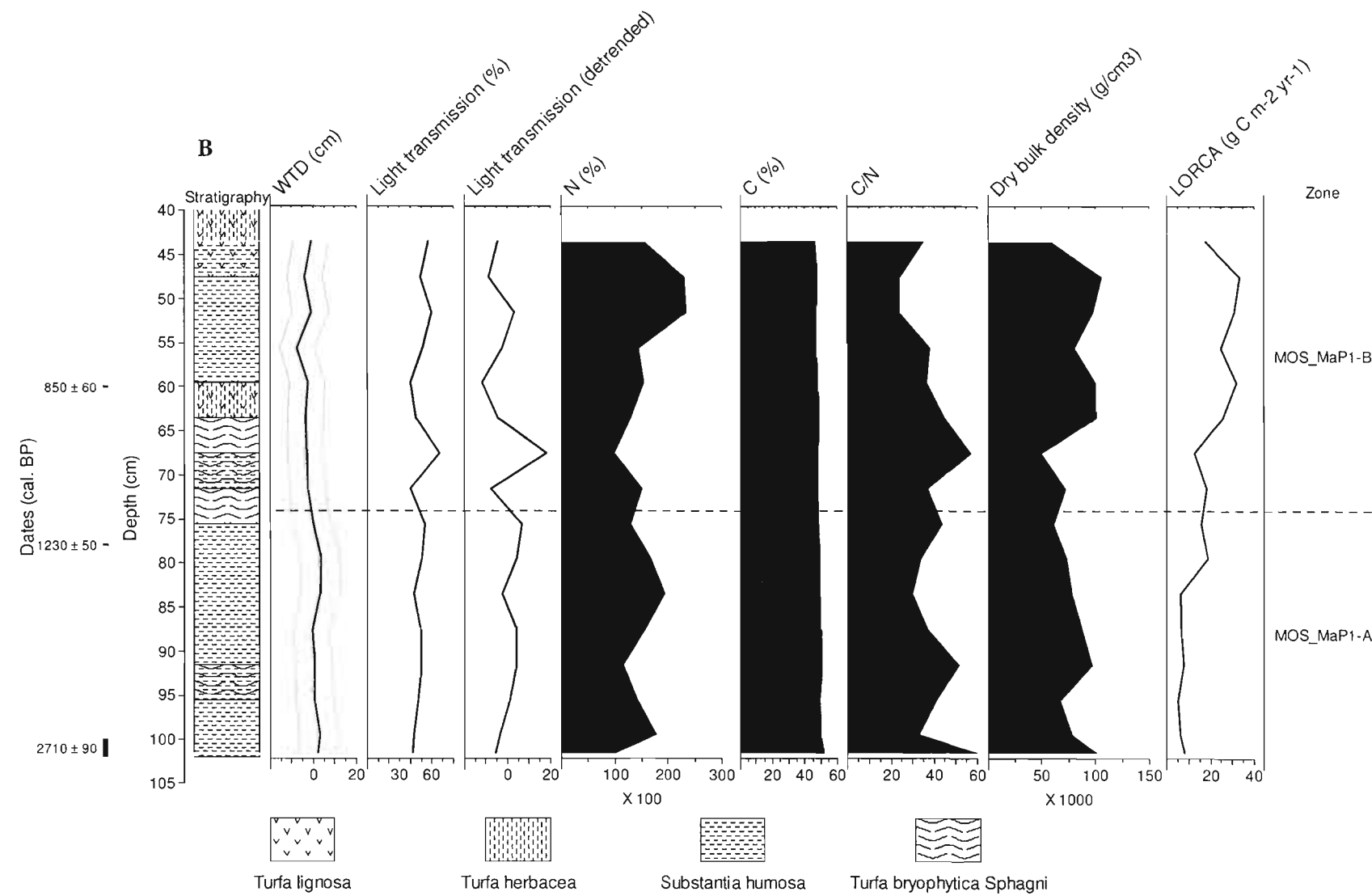




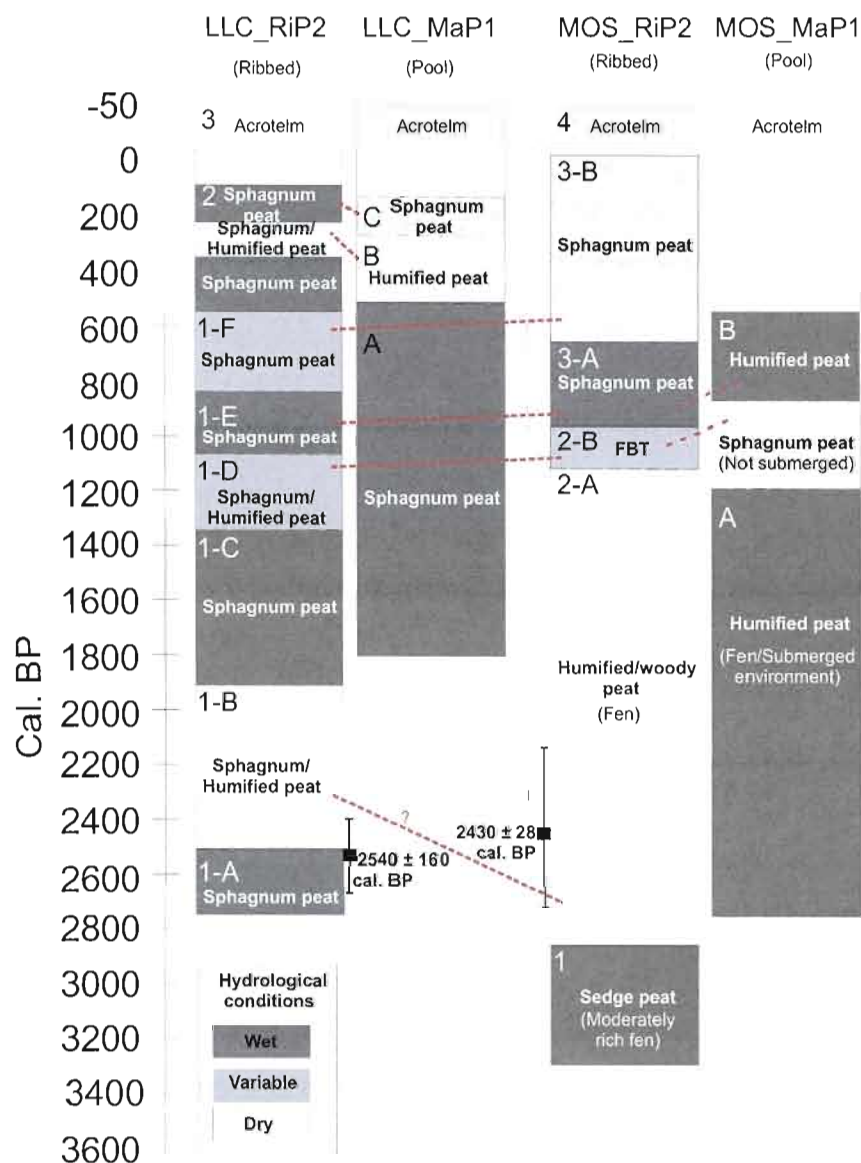
**Figure 4.5** Diagrams for core MOS\_RiP2. Dates, zonation and stratigraphy are plotted. Plant macrofossils. Silhouette patterns show the volume percentages whilst histograms present the macrofossils counts. B) Testate amoebae percentage diagram and WTD reconstruction. Black areas show testate amoebae percentages while gray areas present a 4X exaggeration. For the WTD reconstruction (last column), the black line presents the reconstructed measurements, grey lines show the error. C) Bulk density, C/N ratio, colorimetric peat humification, WTD reconstruction, PFT percentages and LORCA curves.







**Figure 4.6** Diagrams for core MOS\_MaP1. Dates, zonation and stratigraphy are plotted. A) Testate amoebae percentage diagram and WTD reconstruction. Black areas show testate amoebae percentages while gray areas present a 4X exaggeration. For the WTD reconstruction (last column), the black line presents the reconstructed measurements, and the grey lines show the error. B) Bulk density, C/N ratio, colorimetric peat humification, WTD reconstruction and LORCA curves.



**Figure 4.7** Summary of all four reconstructions. Age (cal. BP) are plotted against the Y axis. Zonation schemes are the same as in the text. Coloured regions show the testate amoebae-inferred hydrological conditions (dark grey = wet conditions; light grey = variable conditions; white = dry conditions). Red dotted lines show ressemblances between peat profiles both at the peatland and regional scales.

4.2 Modern *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  signatures follow a surface-moisture gradient in two boreal peat bogs, James Bay lowlands, Québec

Auteurs: Julie Loisel, Michelle Garneau et Jean-François Hélie

Revue : *Journal of Quaternary Science* (vol. 24, no 3, p. 209-214)

Résumé : Carbon isotopic composition of *Sphagnum* macrofossils can potentially be used as a palaeohydrological tool for peat-based climatic studies since a relationship between *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values and peatland surface moisture has been presented in previous studies. In order to verify this hypothesis, modern *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values were measured along a moisture (microtopographic) gradient in two boreal peat bogs. Isotopic measurements were performed on bulk material of *S. fuscum*, *S. magellanicum*, *S. capillifolium* and *S. pulchrum*. Isotopic variations found within and between *Sphagnum* species along the microtopographic gradient were compared using analysis of variance. A significant positive correlation ( $P < 0,0001$ ) was found between *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values and their position along the surface moisture gradient. Results show that  $^{13}\text{C}$ -depleted values are related to low water table depths (WTD), while  $^{13}\text{C}$ -enriched values correspond to a water table that is close to the peat surface. Although the mechanisms underlying carbon fractionation processes in mosses are not well understood, we demonstrate that water resistance to  $\text{CO}_2$  diffusion is an important fractionation process that is observed in bulk *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  measurements, since drier and wetter samples exhibit consistent and very different isotopic signatures.

#### 4.2.1 Introduction

In the boreal region, *Sphagnum* mosses account for about 50 % of peatlands biomass (Rydin and Jeglum, 2006). Because each species possesses a well-defined ecological range that is primarily based on peatland surface-moisture conditions (Gignac, 1994; Bastien and Garneau, 1997), *Sphagnum* macrofossils have been extensively used as eco-hydrological proxy indicators in peat-based hydroclimatic reconstructions (e.g., Barber *et al.*, 1994). However, shortcomings regarding this method have been highlighted and concern, for example, the diversity found within assemblages (Barber *et al.*, 1998), the different decomposition rates between species (Rocheffort *et al.*, 1990) or the microhabitat specificities (Lavoie and Richard, 2000).

Due to the anoxic conditions that prevail in the waterlogged peat masses and to *Sphagnum* mosses specific chemical composition, these non-vascular plants exhibit a

relatively high resistance to decay (Rocheffort *et al.*, 1990; Blodau, 2002). The stable carbon isotopic composition ( $\delta^{13}\text{C}$ ) of *Sphagnum* mosses can therefore be preserved within the *Sphagnum* tissues. It then potentially yields information on environmental parameters during moss growth, thus providing datasets that can be corroborated with other peat-based palaeoenvironmental indicators. A few studies have used stable isotope analysis of peat sequences in order to reconstruct Holocene climatic changes (*e.g.*, Aucour *et al.*, 1994; 1999; White *et al.*, 1994), but a better understanding of processes influencing fractionation in mosses is required to evaluate the potential of *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values as proxy indicators.

During moss photosynthesis, which follow the  $\text{C}_3$  photosynthetic pathway, a primary fractionation occurs through a reaction that involves carbon dioxide from the atmosphere and the Rubisco carboxylation enzyme since the latter preferentially uses  $^{12}\text{CO}_2$  (Farquhar *et al.*, 1989). Due to a kinetic effect, a diffusional fractionation that discriminates against heavier  $\text{CO}_2$  molecules also occurs.

Because they lack stomata, mosses are unable to regulate their carbon and water uptakes. A superficial water film can hence play a key role in moss carbon assimilation by creating an additional resistance to  $\text{CO}_2$  diffusion (Rice and Giles, 1996; Rice, 2000; Ménot and Burns, 2001). For example, as the water film increases the resistance to  $\text{CO}_2$  uptake, a decline in the carbon isotope discrimination is recorded by plant tissues, leading to higher (less negative)  $\delta^{13}\text{C}$  values (Farquhar *et al.*, 1989; Rice and Giles, 1994; Price *et al.*, 1997; Ménot and Burns, 2001). Similarly, Rice (2000) suggested that moss  $\text{CO}_2$  uptake is reduced when the water content is above an optimum. Inversely, as mosses dry, discrimination against  $^{13}\text{CO}_2$  increases, leading to lower  $\delta^{13}\text{C}$  values (Price *et al.*, 1997; Rice, 2000). Other processes leading to carbon isotopic fractionation include i) moss physiology (Rice and Giles, 1996), ii) light and temperature regime (Titus and Wagner, 1984; Jedrysek and Skrzypek, 2005), iii) changes in atmospheric  $\text{CO}_2$  concentration (White *et al.*, 1994) and iv) changes in carbon sources (Farquhar *et al.*, 1989).

---

$^{13}\text{C}$  ( $\text{‰}$ ) =  $((^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}} / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}} - 1)1000$ , where the standard is V-PDB (Coplen, 1995).

Previous studies have shown wide ranges (6 to 8 ‰) of carbon isotope values for modern *Sphagnum* mosses. Since discrimination against  $^{13}\text{CO}_2$  during photosynthesis is believed to affect all *Sphagnum* mosses the same way, a narrow range of isotopic signatures across a peatland's surface is expected. The measured wide range of values must then either relate to environmental parameters (light intensity, mean temperature or peat surface-moisture level), to species-specific features (photosynthetic cells arrangement), or to both. For example, *Sphagnum fuscum*, *S. capillifolium* (Acutifolia type) and *S. pulchrum* (Cuspidata type) possess triangle-shaped photosynthetic cells that are exposed at the leaf surface (Fig. 4.8). In contrast, photosynthetic cells of *S. magellanicum* (Sphagnum type) are completely enclosed within water-filled hyaline cells (Fig. 4.8). It could be assumed that the latter pattern leads to a higher diffusional resistance to  $\text{CO}_2$  uptake within the leaves because of the aqueous barrier created by the hyaline cells. However, Rice and Giles (1996) demonstrated that surface water film variations lead to a greater difference in carbon isotope discrimination than species-specific leaf anatomy.

In order to evaluate the potential use of *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  in palaeohydrological studies, the present study aims at assessing the relationship between  $\delta^{13}\text{C}$  variations within and between *Sphagnum* species along a surface-moisture (microtopographic) gradient since an empirical link was reported between changes in peat bogs surface-moisture and *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  by Price *et al.* (1997). The modern species-specific mosses response to different moisture levels could then be used to interpret  $\delta^{13}\text{C}$  values obtained from peat bog cores.

## 4.2.2 Methodology

### 4.2.2.1 Study sites

Samples were collected in July 2006 in two boreal peat bogs in the James Bay lowlands region (Fig. 4.9). Mean monthly temperature ranges from -23,2 °C in January to 13,7 °C in July, and mean annual precipitation is 684 mm, from which 267 mm fall as snow

(30-year (1971-2000) means; Environment Canada, 2007). Both Lac Le Caron Bog (52°17'N, 75°50'W, 248 m a.m.s.l.) and Mosaik Bog (51°58'N, 75°24'W, 297 m a.m.s.l.) cover approximately 2,5 km<sup>2</sup>. They have a well-developed hummock-hollow patterned surface where the hummocks height ranges between 25 and 50 cm above the peat surface. Vegetation is dominated by ericaceous shrubs such as *Chamaedaphne calyculata*, *Kalmia angustifolia*, *Ledum groenlandicum* and *Andromeda glaucophylla*. The ground layer is largely covered by the following Sphagnaceae: *Sphagnum fuscum*, *S. capillifolium*, *S. magellanicum*, *S. rubellum*, *S. pulchrum*, *S. teres*, *S. majus*, and *S. lindbergii*, following the microtopographic gradient. WTD measurements were performed every two weeks throughout the 2006 and 2007 growing seasons (Pelletier, unpublished data), and the measurements used in this paper approximately reflect mean summer WTD.

#### 4.2.2.2 Field sampling and *Sphagnum* $\delta^{13}\text{C}$ analyses

In order to assess the relationship between *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values and the water table depth (WTD), four sampling sites with similar light were chosen within each peatland. At each of these sites, the three following microforms were sampled and replicated: a hummock (U), a hollow (O) and a lawn (L), which represents an intermediate microtopographic form. In total, 12 microforms were sampled within each of the two peatlands. Because they constitute the most representative *Sphagnum* species within the studied region, *S. capillifolium* (U), *S. fuscum* (U and L), *S. magellanicum* (L and O) and *S. pulchrum* (O) were chosen. All sites had ambient surface temperature regimes.

For each sampled microform (24 in total), WTD measurements and 1 m<sup>2</sup> vegetation relevés were processed. Peat samples (~ 950 cm<sup>3</sup>) were carefully removed from the surface and stored at 4 °C in cylindrical plastic containers. *Sphagnum* mosses were picked out of the peat samples, and the top 3 to 4 cm of the specimens (including the capitulum) were separated, washed with de-ionized water, freeze-dried and ground. Isotopic measurements were performed with a Carlo Erba NC 1500<sup>TM</sup> elemental analyser coupled to a Micromass

Isoprime™ IRMS in continuous flow mode (GEOTOP, Montréal). The resulting carbon isotope ratios were calibrated against V-PDB and duplicates were processed at 10 sample increments. The analytical error was  $\pm 0,1 \text{ ‰}$  and reproducibility was better than  $\pm 0,04 \text{ ‰}$ . A one-way analysis of variance (ANOVA) was conducted to compare *Sphagnum* isotopic signature differences found within and between species along the microtopographic gradient.  $R^2$  values were obtained for each of the two groups of variables (species and microform) through the ANOVA by dividing the sum of the squares (SS) of each group by the total SS ( $r^2 = \text{SS}(\text{group})/\text{SS}(\text{total})$ ).

#### 4.2.3 Results and Discussion

##### 4.2.3.1 *Sphagnum* $\delta^{13}\text{C}$ values

Tables 4.2 and 4.3 and Fig. 4.10 present *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values and their relative position along the hummock-hollow gradient for both studied peatlands. The average  $\delta^{13}\text{C}$  value recorded was  $-26,3 \text{ ‰}$ , and the results together are conforming to the  $\text{C}_3$  fractionation pathway. There is no significant difference in the values for both peatlands, where results ranged from  $-30,2$  to  $-25,2 \text{ ‰}$  for the Lac Le Caron Bog, and from  $-30,4$  to  $-24,0 \text{ ‰}$  for the Mosaik Bog (Table 4.2). For both sites, mean  $\delta^{13}\text{C}$  values obtained for hummock, lawn and hollow species are respectively  $-28,5 \text{ ‰}$ ,  $-26,8 \text{ ‰}$  and  $-26,6 \text{ ‰}$ , with average standard deviations of 0,9 for hummocks, 0,7 for lawns and 1,5 for hollows. Table 4.2 presents additional information regarding the number of samples that were analysed as well as WTD measurements.

##### 4.2.3.2 Variations found along the microtopographic gradient

ANOVA were based on a combination of total data from both peatlands and revealed that hummock *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values were significantly lower than those found within the

other microforms ( $P < 0,0001$ ). Hummock mosses were characterized by WTD that ranged between -40 and -21 cm (lowest recorded value = 15 cm), meaning that they photosynthesized with a low external diffusion resistance. The isotopic signatures recorded for lawn and hollow species were significantly heavier than those from hummock species ( $P < 0,0001$ ), which is consistent with the hypothesis that less discrimination against  $^{13}\text{C}$  occurs in *Sphagnum* under a thicker water film. WTD values ranged from -12 to -3 cm for lawns (highest and lowest recorded values = 15 and 0 cm, respectively), while at peat surface (-1 to 0 cm, with a maximum of +4 cm) in hollows. However, differences in the isotopic signature of lawn and hollow mosses were not statistically significant. In fact, results show that hollow species experienced a very wide range of values (5,5 ‰) and a large standard deviation (1,48) when compared to lawn species (3,2 ‰ and 0,68, respectively).

A few studies have suggested that carbon isotopic signatures measured for hollow mosses can be influenced by a combination of the following mechanisms: 1) Bryophyte canopy structure. Hollow mosses are more sensitive to water table changes than hummock and lawn mosses since they are directly surrounded by water, have less developed capillary water transport systems, have a smaller water-holding capacity and reside in a more open carpet (Titus and Wagner, 1984; Rice, 2000; Gauthier, 2001). The  $\delta^{13}\text{C}$  signature of hollow species is hence likely to fluctuate more often, leading to a wider range of  $\delta^{13}\text{C}$  values. 2) *Sphagnum* carbon sources. Although mosses primarily uptake their carbon from the atmosphere, hollow species are likely to uptake dissolved inorganic carbon forms (DIC) from the surrounding water (Price *et al.*, 1997; Raghoebarsing *et al.*, 2005). The highly varying isotopic signature of the dissolved inorganic carbon can hence impact on partially submerged mosses  $\delta^{13}\text{C}$  values (Dever *et al.*, 1982; Proctor *et al.*, 1992). 3) Methane consumption. Raghoebarsing *et al.* (2005) found that some submerged *Sphagnum* species consume  $\text{CH}_4$  through symbiosis with methanotrophic bacteria that live on stem leaves and in hyaline cells. Methane is very depleted in the heavier isotope and might account for as much as 5 to 20 % of the mosses total carbon uptake, thus affecting mosses isotopic signatures.



Although it is clear with the current dataset that peat surface moisture significantly influences *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values, the mechanisms presented above can complicate the interpretation of hollow species carbon isotopic signatures. A better comprehension of these processes is inherent to the use of *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values as palaeohydrological proxy indicators.

#### 4.2.3.3 Variations found within species

Results obtained for *Sphagnum fuscum* clearly indicate that isotopic signatures recorded within each species are more related to the water resistance to  $\text{CO}_2$  diffusion than to species-specific leaf anatomy (Table 4.2). Significantly lighter isotopic signatures were measured for hummock samples (average:  $-28,5\text{‰}$ ; data ranged from  $-30,4$  to  $-27,1\text{‰}$ ), and heavier values were obtained for lawn specimens (average:  $-26,7\text{‰}$ ; data ranged from  $-27$ , to  $-25$ ,  $\text{‰}$ ). *Sphagnum magellanicum* samples also showed interesting patterns along the moisture gradient (Table 4.2). While averaged isotopic signatures found within lawn ( $-27$ ,  $\text{‰}$ ) and hollow ( $-26$ ,  $\text{‰}$ ) samples were not statistically different, lawn specimens presented constrained values (from  $-28$ , to  $-26$ ,  $\text{‰}$ ) and hollow specimens, scattered values (from  $-29,5$  to  $-24,1\text{‰}$ ).

Overall, variations found within *Sphagnum fuscum* and *S. magellanicum* are in accordance with the results found within the microtopographic gradient. These results also demonstrate that *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values can better be explained by the microtopographic position within the hummock-hollow gradient than by species-specific features ( $r^2 = 0,39$  and  $0,23$ , respectively).

#### 4.2.4 Conclusion

As seen in previous studies (ex: Rundel *et al.*, 1979; Price *et al.*, 1997), *Sphagnum* species that were analyzed showed a wide range of  $\delta^{13}\text{C}$  values ( $\sim 6\text{‰}$ ). Hummock species presented a larger discrimination against the heavier isotope than lawn and hollow species, which is consistent with a lower water content on hummocks and hence, an 'easier'  $\text{CO}_2$  diffusion through photosynthetic cells.

The greatest range of isotopic values was found in hollow species. The heaviest isotopic values from this microform are associated to the thick water film that increases the resistance to  $\text{CO}_2$  diffusion, while the lighter values might be explained by a carbon source depleted in  $^{13}\text{C}$  (DIC or  $\text{CH}_4$ , for example). A few studies also pinpointed that desiccation, which is more likely to occur in hollows, leads to an increased discrimination against the heavier isotope (Williams and Flanagan, 1996; Ménot and Burns, 2001), implying that the depleted values recorded by mosses growing in hollows can be due to a fluctuating water table and to an indirect effect of moisture and temperature on their metabolic activity. Overall, our surface results demonstrate potential for application in paleohydrological reconstructions based on stable carbon isotope analysis on *Sphagnum* preserved in peat, since drier and wetter samples showed different and consistent isotopic signatures. In such reconstructions, one should assume, however, that i) diagenesis did not alter *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values through time, and ii) no important shifts in surface microforms have occurred on the site during *Sphagnum* growth and peat accumulation. For example, if a peat core is to be collected from a lawn, plant macrofossil analysis on this core should be conducted both to determine if the actual lawn has always been one, and to allow comparison of the isotopic results. *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values are expected to provide complementary information to plant macrofossil reconstructions since, as shown in this paper, the isotopic signature of mosses seems more responsive to hydrological parameters than to species-specific features. Further analyses are however needed to better understand processes underlying fractionation processes within mosses tissues during plants growth as well as during decay, although Jedrysek and Skrypek (2005) and Aucour *et al.* (1994) suggested that  $\delta^{13}\text{C}$  records in peat are not (or only slightly) modified by diagenetic processes.

#### 4.2.5 Acknowledgments

Financial contributions from Hydro-Québec Production (Dr A. Tremblay), NSERC (Student grant 332444-2006 to JL), FQRNT (Student grant 114133 to JL) and NSTP (Student grant 1775 to JL) are acknowledged. Special thanks to C. Lacroix, S. van Bellen, P-L Dallaire, G. Guay and A. Adamowicz for laboratory and field assistance. We are also grateful to C. Hillaire-Marcel, T.R. Moore, N.T. Roulet, L. Pelletier and H. Asnong for helpful information and discussions. The critical comments of the two reviewers, M. Rundgren and R. Bol, are gratefully acknowledged.

#### 4.2.6 References

- Aucour, A-M and Hillaire-Marcel, C. 1994. Late Quaternary biomass changes from  $^{13}\text{C}$  measurements in a highland peatbog from Equatorial Africa (Burundi). *Quaternary Research* 41: 225-233.
- Aucour, A-M., Bonnefille, R. and Hillaire-Marcel, C. 1999. Sources and accumulation rates of organic carbon in an equatorial peat bog (Burundi, East Africa) during the Holocene: carbon isotope constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150: 179-189.
- Bastien, DL and Garneau, M. 1997. *Guide d'identification macroscopique des principales espèces de sphaignes rencontrées dans l'est du Canada*. Report 61, Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, Canada.
- Barber, K, Chambers, FM, Maddy, D, Stoneman, R and Brew, JS. 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. *The Holocene* 4 (2): 198-205.
- Barber, K, Dumayne-Peaty, L, Hughes, P, Mauquoy, D and Scaife, R. 1998. Replicability and variability of the recent macrofossil and proxy-climate record from raised bogs: field stratigraphy and macrofossil data from Bolton Fell Moss and Walton Moss, Cumbria, England. *Journal of Quaternary Sciences* 13 (6): 515-528.
- Blodau, C. 2002. Carbon cycling in peatlands – A review of processes and controls. *Environ. Rev.* 10: 111-134.

Chambers, FM, Mauquoy, D, Brain, SA, Blaauw, M and Daniell, JRG. 2007. Globally synchronous climate change 2800 years ago: Proxy data from peat in South America. *Earth and Planetary Science Letters* 253: 439-444.

Coplen, T. 1995. The discontinuance of SMOW and PDB. *Nature* 375: 285.

Dever, L, Laithier, M and Hillaire-Marcel, C. 1982. Caractéristiques isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{CO}_2$ ,  $^3\text{H}$ ) des écoulements dans une tourbière sur pergélisol au Nouveau-Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19 (6) : 1255-1263.

Environment Canada. 2007. Canadian Climate Normals or Averages 1971-2000. [www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate\\_normals/index\\_e.html](http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/index_e.html) (23-09-07).

Farquhar, GD, Ehleringer, JR and Hubick, KT. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.* 40: 503-37.

Gauthier, R. 2001. Les sphaignes. In Payette, S. et L. Rochefort, eds. (2001). *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (2001). Les Presses de l'Université Laval, Québec.

Gignac, LD. 1994. Peatland species preferences: an overview of our current knowledge base. *Wetlands* 14 (3): 216-222.

Hughes, PDM, Blundell, A, Charman, DJ, Bartlett, S, Daniell, JRG, Wojatschke, A and Chambers, FM. 2006. An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing. *Quaternary Science Reviews* 25: 1208-1227.

Jedrysek, M-O and Skrypek, G. 2005. Hydrogen, carbon and sulphur isotope ratios in peat: the role of diagenesis and water regimes in reconstruction of past climates. *Env. Chemistry Letters* 2Q: 179-183.

Lavoie, M and Richard, PJH. 2000. The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Quebec. *Can. J. Bot.* 78: 668-684.

Mauquoy, D, Engelkes, T, Groot, MHM, Markesteijn, F, Oudejans, MG, van der Plicht, J and van Geel, B. 2002. High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 186: 275-310.

Ménot, G and Burns, SJ. 2001. Carbon isotopes in ombrogenic peat bog plants as climatic indicators: calibration from an altitudinal transect in Switzerland. *Organic geochemistry* 32: 233-245.

Ménot-Combes, G, Combes, P-P and Burns, SJ. 2004. Climatic information from  $\delta^{13}\text{C}$  in plants by combining statistical and mechanistic approaches. *The Holocene* 14 (6): 931-939.

- Price, GD, McKenzie, JE, Pilcher, JR and Hoper, ST. 1997. Carbon-isotope variation in *Sphagnum* from hummock-hollow complexes: implications for Holocene climate reconstruction. *The Holocene* 7: 229-233.
- Proctor, MCF, Raven, JA and Rice, SK. 1992. Stable carbon isotope discrimination measurements in *Sphagnum* and other bryophytes: physiological and ecological implications. *Journal of Bryology* 17: 193-202.
- Raghoebarsing, AA, Smolders, AJP, Schmid, MC, Rijpstra, WIC, Wolters-Arts, M, Derksen, J, Jetten, MSM, Schouten, S, Damste, JSS, Lamers, LPM, Roelofs, JGM, op den Camp, H and Strous, M. 2005. Methanotrophic symbionts provide carbon for photosynthesis in peat bogs. *Nature* 436: 1153-1156.
- Rice, SK. 2000. Variation in carbon isotope discrimination within and among *Sphagnum* species in a temperate wetland. *Oecologia* 123: 1-8.
- Rice, SK and Giles, L. 1994. Climate in the Pleistocene. *Nature* 371: 111.
- Rice, SK and Giles, L. 1996. The influence of water content and leaf anatomy on carbon isotope discrimination and photosynthesis in *Sphagnum*. *Plant, cell and environment* 19: 118-124.
- Rocheftort, L, Vitt, DH and Bayley, SE. 1990. Growth, production, and decomposition dynamics of *Sphagnum* under natural and experimentally acidified conditions. *Ecology* 71: 1986-2000.
- Rundel, P.W., Rundel, J.A. Ziegler, H. *et al.* 1979. "Carbon isotope ratios of Central Mexican Carassulaceae in natural and greenhouse environments". *Oecologia*, vol.38, p. 45-50.
- Rydin, H and Jeglum, J. 2006. *The Biology of Peatlands*. Oxford University Press, New York, 343 p.
- Tarnocai, C, Kettles, IM and Lacelle, B. 2000. *Peatlands of Canada Map*. Geological Survey of Canada, Open file 3834. Scale 1: 6 500 000. Ottawa: Natural Resources Canada.
- Titus, JE and Wagner, DJ. 1984. Carbon balance for two *Sphagnum* mosses: water balance resolves a physiological paradox. *Ecology* 65 (6): 1765-1774.
- White, JWC, Ciais, P, Figge, RA, Kenny, R and Markgraf, V. 1994. A high-resolution record of atmospheric CO<sub>2</sub> content from carbon isotopes in peat. *Nature* 367: 153-156.
- Williams, TG and Flanagan, LB. 1996. Effect of changes in water content on photosynthesis, transpiration and discrimination against <sup>13</sup>CO<sub>2</sub> and C<sup>18</sup>O<sup>16</sup>O in *Pleurozium* and *Sphagnum*. *Oecologia* 108: 38-46.

## 4.2.7 Tables and figures

**Table 4.2** *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values and relative position in the hummock-hollow gradient. A) Lac Le Caron bog datasets, and B) Mosaik datasets.

A) Lac Le Caron Bog				
Sample	Species	Microform	$\delta^{13}\text{C}$ vs V-PDB (‰)	WTD (cm)
LMA B1 SF2	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-29,0	-21
LMA B1 SF3	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-28,6	-21
LMA B1 SC2	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-29,4	-21
LMA P1 SF1	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,9	-7
LMA P1 SF2	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,7	-7
LMA P1 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-26,4	-7
LMA P1 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-26,3	-7
LMA D1 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-26,3	0
LMA D1 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-25,5	0
LMA D1 SP2	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-26,0	0
LMA D1 SP3	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-26,3	0
LMA B2 SF1	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-29,6	-25
LMA B2 SF5	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-29,7	-25
LMA B2 SC2	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-28,6	-25
LMA B2 SC3	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-30,2	-25
LMA P2 SF1	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-27,6	-4
LMA P2 SF4	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,6	-4
LMA P2 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-27,1	-4
LMA P2 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-26,5	-4
LMA D2 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-29,5	0
LMA D2 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-29,2	0
LMA D2 SP1	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-26,7	0
LMA D2 SP2	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-27,8	0
LMA D2 SP3	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-27,8	0
LRI B1 SF1	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-27,2	-35
LRI B1 SF3	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-27,1	-35
LRI B1 SC1	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-27,4	-35
LRI B1 SC2	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-27,4	-35
LRI P1 SF1	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,4	-8
LRI P1 SF2	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,0	-8
LRI P1 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-26,2	-8
LRI P1 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-26,9	-8
LRI D1 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-26,3	0
LRI D1 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-25,2	0
LRI D1 SP1	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-25,8	0
LRI D1 SP2	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-26,1	0
LRI B2 SF1	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-28,3	-40

LRI B2 SF3	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-28,0	-40
LRI B2 SC1	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-27,8	-36
LRI B2 SC2	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-28,5	-36
LRI P2 SF1	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,2	-6
LRI P2 SF3	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-27,2	-6
LRI P2 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-26,8	-3
LRI P2 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-27,2	-3
LRI D2 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-25,9	0
LRI D2 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-25,3	0
LRI D2 SP1	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-26,6	0
LRI D2 SP6	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-28,5	0

B) Mosaik Bog				
Sample	Species	Microform	$\delta^{13}\text{C}$ vs V-PDB (‰)	WTD (cm)
MMA B1 SF1	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-30,4	-37
MMA B1 SF2	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-28,5	-37
MMA B1 SC2	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-28,8	-37
MMA B1 SC3	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-29,2	-37
MMA P1 SF1	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-27,6	-10
MMA P1 SF2	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,4	-10
MMA P1 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-28,3	-10
MMA P1 SM7	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-27,7	-10
MMA D1 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-26,8	0
MMA D1 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-26,7	0
MMA D1 SP1	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-27,7	0
MMA D1 SP2	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-27,8	0
MMA D1 SP3	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-28,4	0
MMA B2 SF1	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-28,8	-40
MMA B2 SF2	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-29,2	-40
MMA B2 SC1	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-28,7	-40
MMA B2 SC2	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-28,7	-40
MMA P2 SF2	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-27,2	-5
MMA P2 SF3	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,7	-5
MMA P2 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-27,5	-5
MMA P2 SM6	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-26,3	-5
MMA D2 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-25,8	0
MMA D2 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-24,1	0
MMA D2 SP1	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-23,3	0
MMA D2 SP3	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-24,0	0
MRI B1 SF2	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-28,4	-35
MRI B1 SF3	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-28,2	-35
MRI B1 SC1	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-27,9	-35
MRI B1 SC4	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-27,5	-35
MRI P1 SF2	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-26,4	-16

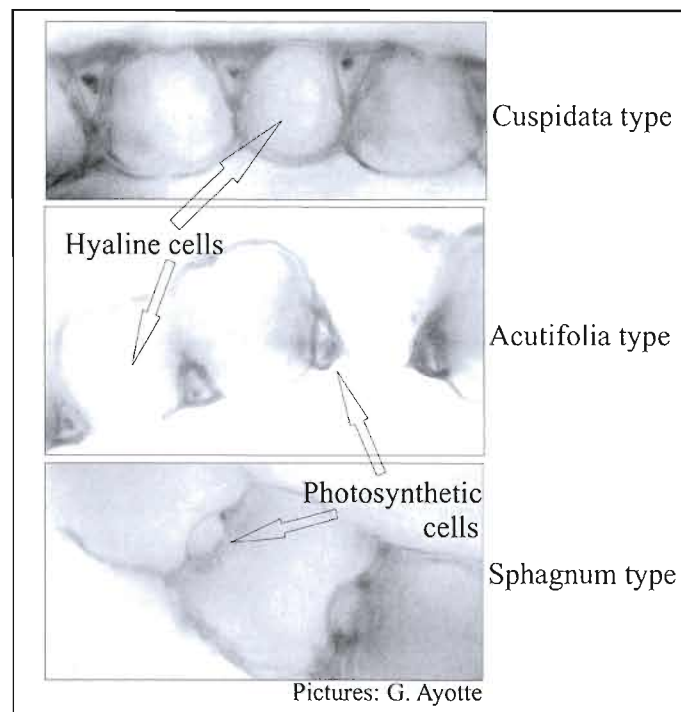
MRI P1 SF3	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-27,0	-16
MRI P1 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-26,7	-12
MRI P1 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-27,1	-12
MRI D1 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-26,2	0
MRI D1 SM2	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-25,9	0
MRI D1 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-25,5	0
MRI D1 SP2	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-28,8	0
MRI D1 SP4	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-26,6	0
MRI B2 SF1	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-27,2	-36
MRI B2 SF2	<i>S. fuscum</i>	Hummock	-27,6	-36
MRI B2 SC1	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-28,9	-36
MRI B2 SC2	<i>S. capillifolium</i>	Hummock	-29,2	-36
MRI P2 SF1	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-25,3	-12
MRI P2 SF2	<i>S. fuscum</i>	Lawn	-25,1	-12
MRI P2 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Lawn	-27,2	-12
MRI D2 SM1	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-26,6	0
MRI D2 SM3	<i>S. magellanicum</i>	Hollow	-26,7	0
MRI D2 SP1	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-29,4	0
MRI D2 SP3	<i>S. pulchrum</i>	Hollow	-27,4	0

**Table 4.3** *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values: averages and standard deviations.

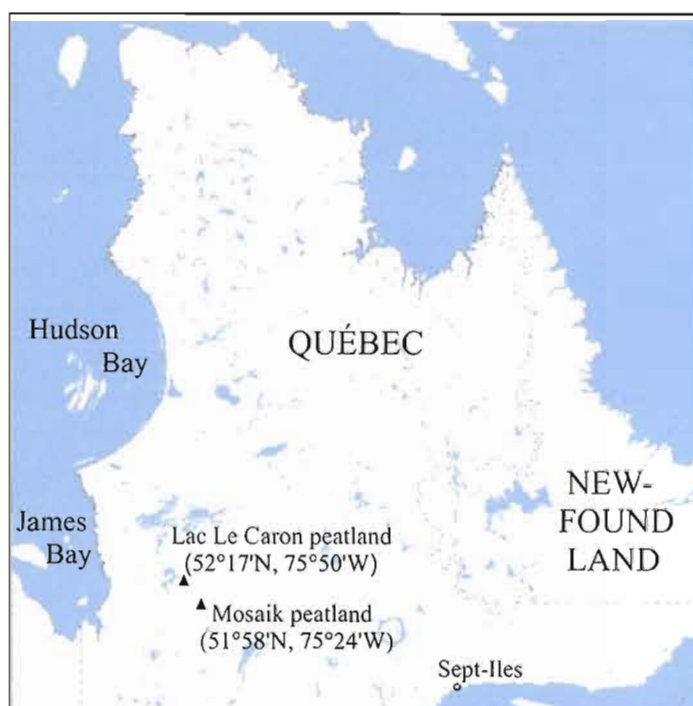
Peatland	Set	Microform	Average $\delta^{13}\text{C}$ (‰ vs V-PDB)	Standard deviation	Number of samples
Lac Le Caron Bog	LMa B1	Hummock	-29,0	0,4	3
	LMa P1	Lawn	-26,6	0,3	4
	LMa D1	Hollow	-26,0	0,4	4
	LMa B2	Hummock	-29,5	0,7	4
	LMa P2	Lawn	-27,0	0,5	4
	LMa D2	Hollow	-28,2	1,2	5
	LRi B1	Hummock	-27,3	0,1	4
	LRi P1	Lawn	-26,9	0,4	4
	LRi D1	Hollow	-25,9	0,5	4
	LRi B2	Hummock	-28,2	0,3	4
	LRi P2	Lawn	-26,9	0,5	4
	LRi D2	Hollow	-26,6	1,4	4
Mosaik Bog	MMa B1	Hummock	-29,2	0,8	4
	MMa P1	Lawn	-27,5	0,8	4
	MMa D1	Hollow	-27,5	0,7	5
	MMa B2	Hummock	-28,8	0,3	4
	MMa P2	Lawn	-26,9	0,5	4
	MMa D2	Hollow	-24,3	1,1	4
	MRi B1	Hummock	-28,0	0,4	4



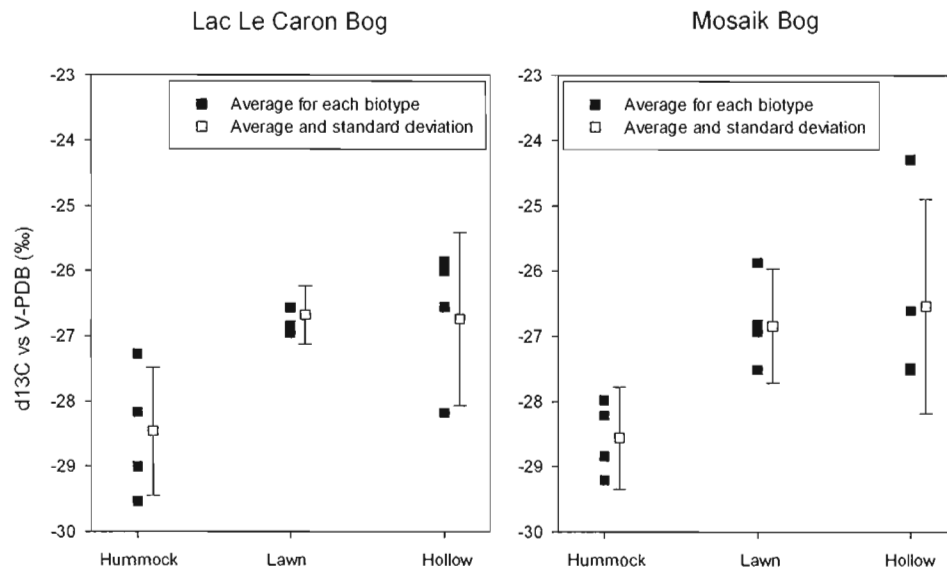
MRi P1	Lawn	-26,8	0,3	4
MRi D1	Hollow	-26,6	1,3	5
MRi B2	Hummock	-28,2	1,0	4
MRi P2	Lawn	-25,9	1,2	3
MRi D2	Hollow	-27,5	1,3	4



**Figure 4.8** Leaf structure of *Sphagnum* Acutifolia, Cuspidata and Sphagnum types. Photosynthetic and hyaline cells are showed.



**Figure 4.9** James Bay lowlands region and peatlands location.



**Figure 4.10** *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values and relative position in the hummock-hollow gradient.

### 4.3 *Sphagnum* $\delta^{13}\text{C}$ values as indicators of palaeohydrological changes in a boreal peat bog, James Bay, Québec

Auteurs: Julie Loisel, Michelle Garneau et Jean-François Hélie

Revue : *The Holocene* (HOL-09-0055; soumis le 10 avril 2009)

Résumé : Late-Holocene peat stratigraphy of a Canadian boreal peat bog was examined in order to evaluate the potential of *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values as surface moisture proxy indicators. Isotopic measurements were compared to testate amoebae-inferred water table depth reconstructions, plant macrofossil assemblages and to past decomposition levels inferred by colorimetric humification, bulk density and C/N ratio values. AMS radiocarbon dates were coupled with  $^{210}\text{Pb}$  dates to establish peat chronology. Although the mechanisms underlying carbon fractionation processes in peatlands are not well understood, we demonstrate that *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values have potential for palaeohydrological reconstructions since variations presented by the isotopic values can generally be correlated with the other proxy records, especially during drier episodes.

#### 4.3.1 Introduction

Peat bog stratigraphy constitutes a valuable record of Holocene environmental changes that has been extensively used over the last decades (Aaby, 1976; Mauquoy *et al.*, 2002). Palaeohydrological reconstructions are primarily based on surface-moisture proxy indicators such as plant macrofossils (Barber *et al.*, 1994), testate amoebae (Charman, 2001; Booth, 2002) and humification analysis (Blackford and Chambers, 1993). Although these moisture proxies generally show a fairly good agreement within organic sequences (Blundell and Barber, 2005; Hughes *et al.*, 2006), limitations have also been highlighted in previous studies. For example, Caseldine *et al.* (2000) demonstrated that peat humification data are not well understood and partly linked to plant macrofossil composition. Moreover, H  g  s *et al.* (2006) showed that some plant macrofossil types may only be sensitive to major surface-moisture shifts because of their tolerance to hydrological changes and resilience issues. Such limitations may partly explain why peat-based records are still underestimated when compared to other archives such as tree rings and lake sediments (Chambers and Charman,

2004). Development of new tools should hence be promoted to authentify, refine and complement palaeohydrological reconstructions derived from peatland stratigraphy.

*Sphagnum* mosses constitute approximately 50% of northern peatlands biomass (Rydin and Jeglum, 2006). Because they lack stomata, these non-vascular plants are unable to regulate their carbon uptake (Rice, 2000). As a result, environmental variables such as temperature (Ménot and Burns, 2001; Jedrysek and Skrzypek, 2005), light intensity (Farquhar *et al.*, 1989; Ménot and Burns, 2001) and moisture (Price *et al.*, 1997; Ménot-Combes *et al.*, 2004) seem to influence *Sphagnum* carbon isotopic composition ( $\delta^{13}\text{C}$ ; eq. 1). Since it can be assumed that temperature and light variations are negligible at local (or extra-local) scale and at a given time, it has been hypothesized that *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values reflect surface-moisture conditions (Rice and Giles, 1994; 1996; Price *et al.*, 1997; Ménot and Burns, 2001; Lamentowicz *et al.*, 2008; Loisel *et al.*, 2009). Under wet conditions, discrimination against  $^{13}\text{C}$  seems to decline as water increases the resistance to carbon dioxide ( $\text{CO}_2$ ) uptake by creating a barrier to  $\text{CO}_2$  diffusion (Farquhar *et al.*, 1989). Conversely, discrimination against  $^{13}\text{C}$  tends to increase under drier conditions, leading to more negative  $\delta^{13}\text{C}$  values (Price *et al.*, 1997; Rice, 2000). Such results suggest that *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values can potentially yield additional information to peat-based hydroclimatic reconstructions, assuming that  $\delta^{13}\text{C}$  values remain unchanged over time. Previous studies have demonstrated that peat isotopic signature is either preserved or only slightly altered by diagenetic processes (Aucour *et al.*, 1999; Asada *et al.*, 2005; Jedrysek and Skrzypek, 2005).

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = ((^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}} / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}} - 1)1000$$

where the standard is V-PDB (Coplen, 1995) (eq.1)

This paper aims at evaluating the potential of *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values as new palaeohydrological proxies by comparing carbon isotope values to testate amoebae-inferred water table depths, plant macrofossil assemblages and peat decomposition inferred by humification analyses, bulk density and carbon to nitrogen (C/N) ratio measurements.

---

#### 4.3.2 Study site

Lac Le Caron peatland (52°17'N, 75°50'W, 248 m a.m.s.l.) is located in the James Bay lowlands region, Northern Québec, Canada. Due to its flat topography and cool and relatively humid climate, 30 to 60 % of this region is covered by peatlands (Tarnocai *et al.*, 2000). Mean annual temperature is -3,1 °C, ranging from -23,2 °C in January to 13,7 °C in July. Mean annual precipitation is 684 mm, from which 267 mm falls as snow (Environment Canada, 2007). The studied region was free of ice by 8400 cal. BP (Dyke *et al.*, 2003) and peat started to accumulate as a fen around 7510 cal. BP (Beta-223743) on the site.

The studied peatland covers approximately 2,5 km<sup>2</sup> and has a well-developed hummock-hollow patterned surface. Ericaceous shrubs such as *Chamaedaphne calyculata*, *Kalmia angustifolia*, *Rhododendron (Ledum) groenlandicum* and *Andromeda glaucophylla* are distributed following the surface-moisture gradient. The ground layer is largely dominated by the following Sphagnaceae: *Sphagnum fuscum* and *S. capillifolium* on hummocks, *S. magellanicum*, *S. rubellum*, *S. pulchrum* in lawns, and *S. majus* and *S. lindbergii* in hollows.

#### 4.3.3 Methodology

##### 4.3.3.1 Sampling

A peat core was collected in July 2006 from a lawn with a 105 x 8 x 8 cm Box sampler (Jeglum *et al.*, 1992). Stratigraphy was described following Troëls-Smith (1955). In the laboratory, the peat core was sub-sampled at every cm for bulk density. Testate amoebae, plant macrofossil and *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  analyses were performed at 2 cm intervals while the other abiotic proxy analyses (C/N and peat humification) were performed at 4 cm intervals.

#### 4.3.3.2 *Sphagnum* $\delta^{13}\text{C}$ values and other proxies

Every 2 cm throughout the peat core, fossilized *Sphagnum* were removed from 5 to 10 cm<sup>3</sup> peat sub-samples and identified to the section or the species level. At least 50 *Sphagnum* stems (Loader *et al.*, 2007; Lamentowicz *et al.*, 2008) were then extracted from each sub-sample, washed with de-ionized water, dried at 45 °C and ground.  $\delta^{13}\text{C}$  measurements were performed on small samples (0,035-0,045 mg) with a Micromass Isoprime<sup>TM</sup> IRMS continuous flow coupled with a Carlo Erba NC 1500<sup>TM</sup> elemental analyzer at GEOTOP Research Center (Université du Québec à Montréal). The resulting carbon isotope ratios were calibrated against V-PDB and duplicates were processed at 10 sample increments. The analytical error was  $\pm 0,1 \text{ ‰}$  and reproducibility was better than  $\pm 0,07 \text{ ‰}$ . Detailed methods for all other proxies are presented in Loisel and Garneau (submitted).

### 4.3.4 Results

#### 4.3.4.1 *Sphagnum* $\delta^{13}\text{C}$ values

Significant changes in *Sphagnum* C isotopic signature are found along the peat sequence (Fig. 4.11). Mean  $\delta^{13}\text{C}$  value recorded is -26,5 ‰ and the distribution ranges from -29,3 to -23,5 ‰. Results are conforming to the C<sub>3</sub> fractionation pathway. As previously mentioned, *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values are expected to provide information on peatlands surface-moisture by recording variations of the water resistance to carbon diffusion during plant growth (Rice and Giles, 1996; Price *et al.*, 1997; Ménot and Burns, 2001; Lamentowicz *et al.*, 2008; Loisel *et al.*, 2009). Depleted (more negative)  $\delta^{13}\text{C}$  values are expected to be recorded when the water resistance is small (i.e. when the WTD is low), while enriched (less negative)  $\delta^{13}\text{C}$  values are expected to be recorded as the water resistance gets greater (i.e. as the WTD gets closer to the peat surface).

#### 4.3.4.2 Comparison of isotopic data with other proxies

To evaluate the potential of *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values as palaeohydrological proxies, the latter were plotted against the testate amoebae-inferred WTD reconstruction, the bryophyte macrofossil record, the detrended peat humification record, as well as the bulk density and the C/N ratio curves (Fig. 4.11). Ten hydrological zones are reconstructed by these proxies. Wetter episodes (zones 1, 3, 5, 7 and 9) are mostly characterised by near-surface WTD values, high *Sphagnum* peat type percentages, positive detrended light transmittance values, high N percentages, as well as low C/N ratio and bulk density values. Drier episodes (zones 2, 4, 6 and 8) are characterised by low WTD values, high unidentifiable organic matter percentages (UOM), negative humification data and high C/N ratios. Zone 10 (24 cm to peat surface) corresponds to the acrotelm layer where *Sphagnum pulchrum* is the most abundant species. Detailed information on the palaeohydrological reconstruction and linkages to both local and regional environments are presented in Loisel and Garneau (submitted).

Overall, variations presented by *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values can be correlated with the other proxy records. These results suggest that surface-moisture conditions likely played a role during fractionation processes and that *Sphagnum* isotopic signature is preserved through time. As hypothesised, all dry episodes (zones 2, 4, 6 and 8) are characterised by more negative *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values (range = -29,0 to -24,0 ‰, mean = -27,6 ‰, standard deviation (SD) = 1,17). During wet periods (zones 1, 3, 5, 7 and 9) however, a wider range of values and a greater SD are measured (range = -29,3 to -23,5 ‰, mean = -25,9 ‰, SD = 1,58). Acrotelm samples (zone 10) are characterised by intermediate values (range = -26,9 to -24,4 ‰; mean = -25,4 ‰; SD = 0,85). Fig. 2 illustrates the distribution of isotopic values obtained for all samples.

#### 4.3.5 Discussion

Based on our dataset, *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values recorded during wetter episodes are more variable than that of drier episodes (Fig. 4.12). A similar pattern was found in previous



studies for surface samples (Price *et al.*, 1997; Loisel *et al.*, 2009). Two different hypotheses may explain the wider range of  $\delta^{13}\text{C}$  values under wetter conditions: **1) Bryophyte carpet structure and species physiology.** Hollow mosses are physiologically more sensitive to water table changes than hummock and lawn mosses since they are directly surrounded by water, possess less well-developed capillary water transport systems, reside in a more open carpet and have a smaller water-holding capacity (Titus and Wagner, 1984; Rice, 2000; Gauthier, 2001). Studies also pinpointed that desiccation, which is more likely to occur in hollows, leads to increased discrimination against the heavier isotope (Williams and Flanagan, 1996; Ménot and Burns, 2001), implying that  $^{13}\text{C}$ -depleted values recorded by hollow mosses are influenced by the indirect effect of moisture and temperature on their metabolic activity. Hollow species may then be more easily influenced by water table changes and their C isotopic signature is likely to be wider than for other species. Titus and Wagner (1984) similarly suggested that hummock and lawn mosses were adapted to experience various surface wetness conditions, making them less sensitive to short-term WTD fluctuations than hollow species. The present study cannot however confirm the previous hypotheses, as no hollow species were identified during the reconstructed wetter episodes. **2) Water and carbon sources.** Since it was suggested that *Sphagnum* species growing in hollows might uptake dissolved inorganic C (DIC) from the surrounding water (Ménot and Burns, 2001), the isotopic signature of this dissolved C can impact on partially submerged mosses  $\delta^{13}\text{C}$  values. Raghoebarsing *et al.* (2005) similarly showed that submerged *Sphagnum* species may uptake  $\text{CH}_4$  through symbiosis with methanotrophic bacteria. It has not been possible, however, to evaluate the role of this process from our dataset of *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values. Using a mass balance equation, the deuterium isotopic composition ( $\delta\text{D}$ ) of *Sphagnum* may potentially become a mean for evaluating the amount of  $\text{CH}_4$  uptaken by these plants (Wang *et al.*, 2008). Both mechanisms presented above can complexify the interpretation of the isotopic signature recorded by *Sphagnum* species. Nevertheless, their combined effects seem small when compared to the influence of moisture since drier and wetter samples exhibit distinct isotopic signatures (Fig. 4.11 and 4.12).

The following processes should also be taken into account when interpreting *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values along a peat core. **1) Recent changes in the isotopic signature of**

**atmospheric CO<sub>2</sub>.** The global atmospheric  $\delta^{13}\text{C}$  value, which has been decreasing from -6,5 to -8,0 ‰ since the Industrial Revolution (Francey *et al.*, 1999), might have influenced the isotopic signature of plants found within the acrotelm (Farquhar *et al.*, 1989). In the present study (Fig. 4.12), the top two samples (-26,2 and -26,4 ‰) exhibited more negative values than that of other acrotelm samples (mean = -24,9 ‰). The effect of the atmospheric  $\delta^{13}\text{C}$  signature on *Sphagnum* might be a response of this process that cannot however be assessed from our dataset as a lowering of the water table was also reconstructed for those levels. **2) Acrotelm diagenetic processes.** Some studies (Melillo *et al.*, 1989; Pancost *et al.*, 2002; Asada *et al.*, 2005) suggested that early-stage diagenetic processes might alter *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values through time by preferentially removing more labile organic compounds. Other studies did not find such a trend (e.g. Wedin *et al.*, 1995). In the present study, the top two samples (-26,2 and -26,4 ‰) exhibited more negative values than the other acrotelm samples (mean = -24,9 ‰). Although a preferential loss of  $^{13}\text{C}$ -depleted compounds during early-stage peat decay may explain these values, lower WTD values and the change in the atmospheric carbon pool can also have contributed to the recorded *Sphagnum* isotopic signatures. **3) Catotelm diagenetic processes.** Long-term anaerobic decomposition can potentially modify *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values through time. In the present study however, zones that present indications of intensified decay (e.g. high bulk density, low C/N values and high unidentifiable organic matter (UOM) percentages) also exhibit  $^{13}\text{C}$ -depleted values, implying that a preferential loss of  $^{13}\text{C}$ -enriched compounds through intensive aerobic decomposition is not likely to have happened along our peat sequence. Fossilized *Sphagnum* stems however seem to become slightly depleted in  $^{13}\text{C}$  with depth along the peat profile. This may be due to the preferential preservation of refractory C that is  $^{13}\text{C}$ -depleted (Melillo *et al.*, 1989; Wedin *et al.*, 1995). Lipids, which are found in great amounts in *Sphagnum* tissues, might be responsible for such a trend since they are poorer in the heavier isotope than other organic compounds (Rundel *et al.*, 1979; Hillaire-Marcel, 1986; Farquhar *et al.*, 1989; Ménot and Burns, 2001). These results suggest that anoxic diagenesis might slightly modify *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values with depth, but compound-specific and biomarker measurements would be necessary to validate this interpretation (Pancost *et al.*, 2002; Nichols *et al.*, 2006).

#### 4.3.6 Conclusion

Measurements of *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values showed a variation of 5,8 ‰ along a 1 m-long peat core, with a mean carbon isotope value of -26,5 ‰. Surface-moisture conditions seem to dominate *Sphagnum* mosses fractionation processes since comparison of their isotopic signature were closely related with other palaeohydrological proxies. In addition, aerobic decay did not appear to alter *Sphagnum* mosses isotopic signature as peat decomposed, although anoxic decay might have a slight  $^{13}\text{C}$  depleting effect. Overall, *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values show potential for palaeohydrologic reconstructions, although further analyses are needed to better understand processes underlying fractionation processes within moss tissues.

#### 4.3.7 Acknowledgments

Financial contributions from Hydro-Québec Production (Dr A. Tremblay), NSERC, FQRNT and NSTP-Canada are acknowledged. Special thanks to L. Pelletier, H. Asnong, É. Rosa and A.A. Ali for helpful information and discussions.

#### 4.3.8 References

- Aaby, B. 1976. Cyclic climatic variations in climate over the past 5,500 yr reflected in raised bogs. *Nature* 263: 281-284.
- Asada, T., Warner, B. and R. Aravena. 2005. Effects of the early stage of decomposition on change in carbon and nitrogen isotopes in *Sphagnum* litter. *Journal of Plant Interactions* 1(4) : 229-237.
- Aucour, A.-M., Bonnefille, R. and C. Hillaire-Marcel. 1999. Sources and accumulation rates of organic carbon in an equatorial peat bog (Burundi, East Africa) during the Holocene: carbon isotope constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150 : 179-189.

- Barber, K., Chambers, F.M., Maddy, D., Stoneman, R and J.S. Brew. 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. *The Holocene* 4(2): 198-205.
- Blackford, J. and F.M. Chambers. 1993. Determining the degree of peat decomposition for peat-based palaeoclimatic studies. *International Peat Journal* 5 : 7-24.
- Blundell, A. and Barber, K.E. 2005. A 2800-year palaeoclimatic record from Tore Hill Moss, Strathspey, Scotland: the need for a multi-proxy approach to peat-based climate reconstruction. *Quaternary Science Reviews* 24: 1261-1277.
- Booth, R.K. 2002. Testate amoebae as paleoindicators of surface-moisture changes on Michigan peatlands: modern ecology and hydrological calibration. *Journal of Paleolimnology* 28: 329-348.
- Chambers, F.M. and D.J. Charman. 2004. Holocene environmental change: contributions from the peatland archive. *The Holocene* 14(1): 1-6.
- Charman, D.J. 2001. Biostratigraphic and palaeoenvironmental applications of testate amoebae. *Quaternary Science Reviews* 20: 1753-1760.
- Coplen, T. 1995. The discontinuance of SMOW and PDB. *Nature* 375: 285.
- Dever, L., Laithier, M. and Hillaire-Marcel, C. 1982. Caractéristiques isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{CO}_2$ ,  $^3\text{H}$ ) des écoulements dans une tourbière sur pergélisol au Nouveau-Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19(6): 1255-1263.
- Dyke, A.S., Moore, A. and L. Robertson. 2003. *Deglaciation of North America Maps*. Open File 1574, Geological Survey of Canada.
- Environment Canada. 2007. *Climate Normals for Canada 1971-2000*. [http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate\\_normals/index\\_f.html?&](http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/index_f.html?&) (27-04-2007)
- Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R. and K.T. Hubick. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.* 40: 503-37.
- Francey, R.J., Allison, C.E., Etheridge, D.M., Trudinger, C.M., Enting, I.G., Leuenberger, M., Langenfelds, R.L., Michel, E. and Steele, L.P. 1999. A 1000-year high precision record of  $\delta^{13}\text{C}$  in atmospheric  $\text{CO}_2$ . *Tellus* 51B: 170-193.
- Gauthier, R. 2001. Les sphaignes. In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette and L. Rochefort (eds.), p. 91-128. Sainte-Foy (Canada) : Les Presses de l'Université Laval.

Hillaire-Marcel, C. 1986. Isotopes and food. In *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, The terrestrial environment, vol. 2, P. Fritz and J.-C. Fontes (eds.), Amsterdam (The Netherlands) : Elsevier.

Hughes, P.D.M., Blundell, A., Charman, D.J., Bartlett, S., Daniell, J.R.G., Wojatschke, A and F.M. Chambers. 2006. An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing. *Quaternary Science Reviews* 25: 1208-1227.

Jedrysek, M.-O. and G. Skrypek. 2005. Hydrogen, carbon and sulphur isotope ratios in peat: the role of diagenesis and water regimes in reconstruction of past climates. *Environmental Chemistry Letters* 2Q: 179-183.

Jeglum, J.K., Rothwell, R.L., Berry, G.J. and G.K.M. Smith 1992. *A peat sampler for rapid survey*. Frontline, Technical Note, Sault-Ste-Marie (Canada) : *Canadian Forestry Service*.

Lamentowicz, M., Cedro, A., Galka, M., Goslar, T., Miotk-Szpiganowicz, G., Mitchell, E.A.D. and Pawlyta, J. 2008. Last millenium palaeoenvironmental changes from a Baltic bog (Poland) inferred from stable isotopes, pollen, plant macrofossils and testate amoebae. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265: 93-106.

Loader, N.J., McCarroll, D., van der Knaap, W.O., Robertson, I. and Gagen, M. 2007. Characterizing carbon isotopic variability in *Sphagnum*. *The Holocene* 17(3): 403-410.

Loisel, J. and M. Garneau. Submitted. Late-Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: potential and limits of multi-proxy analyses. *Quaternary Science Reviews*.

Loisel, J., Garneau, M. and J-F. Hélie. 2009. Modern *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  signatures follow a surface moisture gradient in two boreal peat bogs, James Bay lowlands, Québec. *Journal of Quaternary Science* 24(3): 209-214.

Mauquoy, D., Engelkes, T., Groot, M.H.M., Markesteijn, F., Oudejans, M.G., van der Plicht, J., van Geel, B. 2002. High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 186: 275-310.

Melillo, J.M., Aber, J.D., Linkins, A.E., Ricca, A., Fry, B. and K.J. Nadelhoffer. 1989. Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: Plant litter to soil organic matter. *Plant Soil* 115: 189-198.

Ménot, G. and S.J. Burns. 2001. Carbon isotopes in ombrogenic peat bog plants as climatic indicators: calibration from an altitudinal transect in Switzerland. *Organic Geochemistry* 32: 233-245.

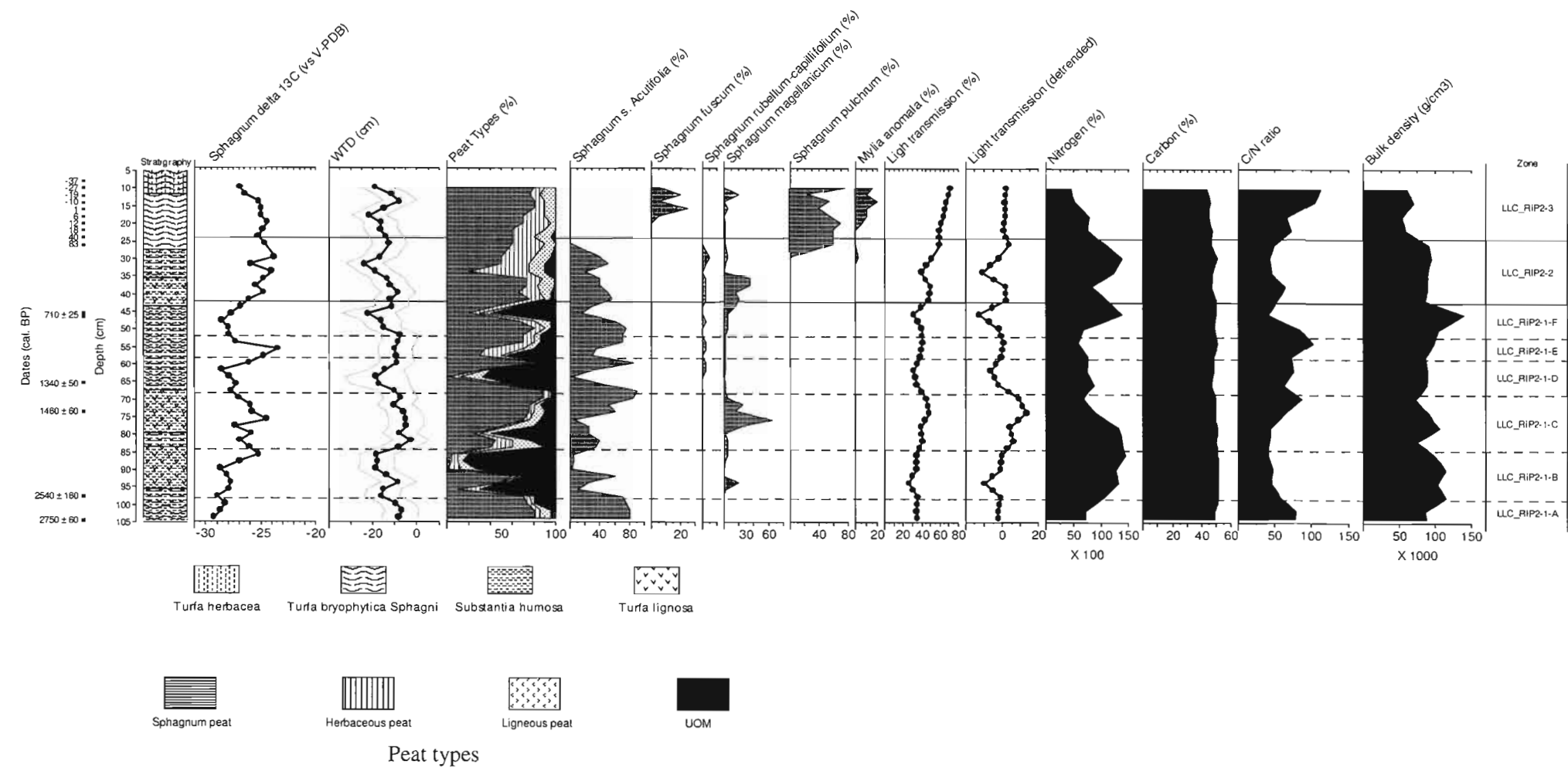
- Ménot-Combes, G., Combes, P.-P. and S.J. Burns. 2004. Climatic information from  $\delta^{13}\text{C}$  in plants by combining statistical and mechanistic approaches. *The Holocene* 14(6): 931-939.
- Nichols, J.E., Booth, R.K., Jackson, S.T., Pendall, E.G. and Huang, Y. 2006. Paleohydrologic reconstruction based on *n*-alkane distributions in ombrotrophic peat. *Organic Geochemistry* 37: 1505-1513.
- Pancost, R.D., Baas, M., van Geel, B. and J.S.S. Damsté. 2003. Biomarkers as proxies for plant inputs to peats: an example from a sub-boreal ombrotrophic bog. *Organic Geochemistry* 33: 675-690.
- Price, G.D., McKenzie, J.E., Pilcher, J.R. and S.T. Hoper. 1997. Carbon-isotope variation in *Sphagnum* from hummock-hollow complexes: implications for Holocene climate reconstruction. *The Holocene* 7: 229-233.
- Raghoebarsing, A.A., Smolders, A.J.P., Schmid, M.C., Rijpstra, W.I.C., Wolters-Arts, M., Derksen, J., Jetten, M.S.M., Schouten, S., Damste, J.S.S., Lamers, L.P.M., Roelofs, J.G.M., op den Camp, H. and M. Strous. 2005. Methanotrophic symbionts provide carbon for photosynthesis in peat bogs. *Nature* 436: 1153-1156.
- Rice, S.K. 2000. Variation in carbon isotope discrimination within and among *Sphagnum* species in a temperate wetland. *Oecologia* 123: 1-8.
- Rice, S.K. and L. Giles. 1994. Climate in the Pleistocene. *Nature* 371: 111.
- Rice, S.K. and L. Giles. 1996. The influence of water content and leaf anatomy on carbon isotope discrimination and photosynthesis in *Sphagnum*. *Plant, cell and environment* 19: 118-124.
- Rundel, P.W., Rundel, J.A. Ziegler, H. *et al.* 1979. Carbon isotope ratios of Central Mexican Carassulaceae in natural and greenhouse environments. *Oecologia* 38: 45-50.
- Rydin, H. and J. Jeglum. 2006. *The Biology of Peatlands*. New York : Oxford University Press, 343 p.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M. and B. Lacelle. 2000. *Peatlands of Canada Map*. Open File 3834, Geological Survey of Canada.
- Titus, J.E. and Wagner, D.J. 1984: Carbon balance for two *Sphagnum* mosses: water balance resolves a physiological paradox. *Ecology* 65(6): 1765-1774.
- Troëls-Smith, J. 1955. Characterization of unconsolidated sediments. *Danmarks Geologiske Undersøgelse Series* 4(3): 1-73.

Wang, J., Nichols, J.E. and Huang, Y. 2008: Novel proxies for reconstructing paleohydrology from ombrotrophic peatlands: biomarker and compound-specific H and C stable isotope ratios. *EOS Trans. AGU* 89(53), Fall Meeting Suppl., Abstract B13B-0447.

Wedin, D.A., Tieszen, L.L., Dewey, B. and Pastor, J. 1995. Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation. *Ecology* 76: 1383-1392.

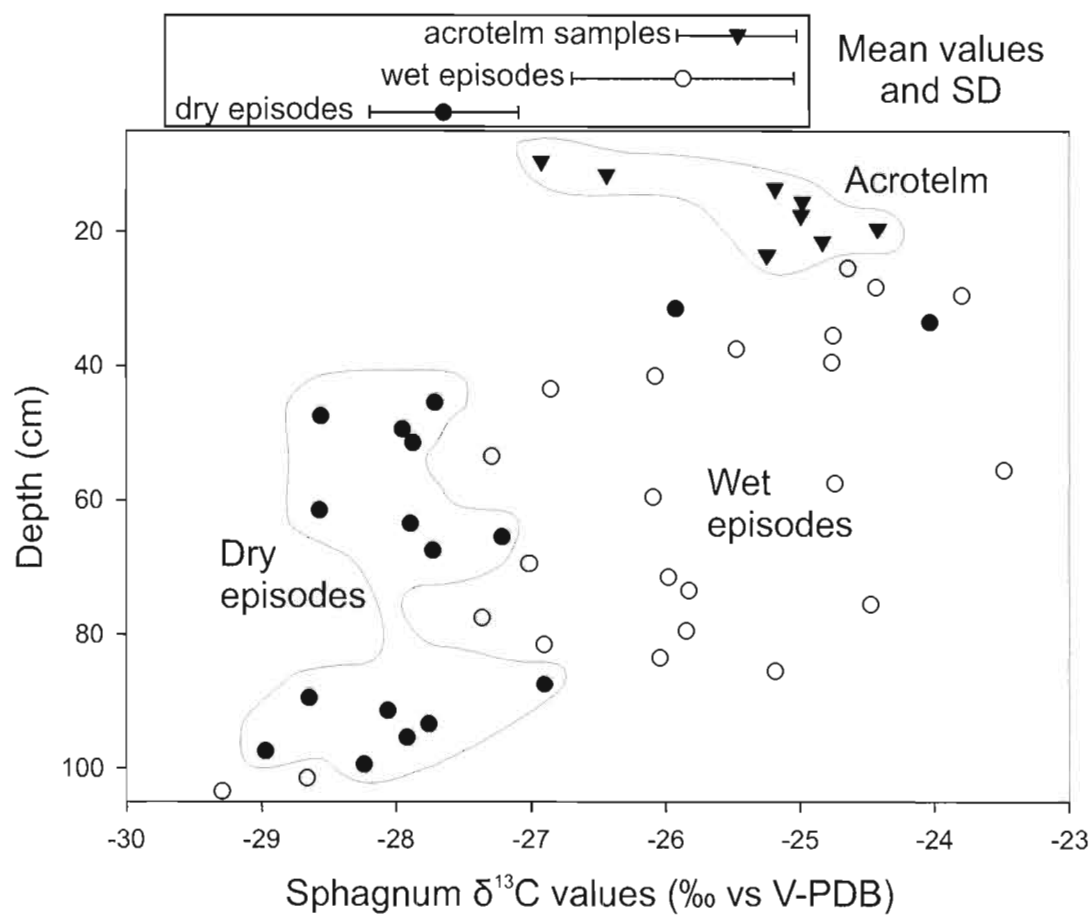
Williams, T.G. and L.B. Flanagan. 1996. Effect of changes in water content on photosynthesis, transpiration and discrimination against  $^{13}\text{CO}_2$  and  $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$  in *Pleurozium* and *Sphagnum*. *Oecologia* 108: 38-46.

4.3.9 Figures



**Figure 4.11** Palaeohydrological reconstruction for core LLC\_RiP2. *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values (vs V-PDB) are compared to 1. testate amoebae WTD reconstructions (in cm below peat surface); 2. peat types (*Sphagnum* = horizontal lines, Herbaceous = vertical lines, Ligneous = triangles) and unidentifiable organic matter (UOM) percentages (in black); 3. dry bulk densities (g/cm<sup>3</sup>); 4. C/N ratios, and 5. percentages of light transmission. For the WTD reconstruction, the black line presents the reconstructed measurements while grey lines show the  $\pm$  8 cm error range.





**Figure 4.12** *Sphagnum*  $\delta^{13}\text{C}$  values (vs V-PDB) as a function of depth along the peat sequence.

## CONCLUSION

Le présent mémoire avait pour objectif de reconstituer, à l'aide de données paléoécologiques multi-sources provenant de deux tourbières de la région de la rivière Eastmain, les conditions hydroclimatiques ayant influencé l'accumulation de la tourbe au cours de l'Holocène récent. Afin d'y parvenir, l'analyse des macrofossiles végétaux et des tnecamibes, de même que le calcul du rapport carbone/azote, de la densité sèche, ainsi que du taux d'humification de la tourbe, ont été réalisés. La signature isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) contenu des les sphaignes a également été quantifiée afin de potentiellement réussir à identifier un signal hydroclimatique complémentaire aux reconstitutions paléoécologiques. Le taux d'accumulation récent (RERCA) et à long terme (LORCA) du carbone a aussi été calculé le long des profils tourbeux et a permis de reconnaître des liens entre les conditions hydroclimatiques ambiantes et la dynamique de la séquestration à long terme du carbone.

L'approche *multi-proxy* a été choisie puisque elle nuance la représentativité de chacun des indicateurs dans les sédiments représentant différents environnements (Blundell et Barber, 2005; Charman, 2001; Pendall *et al.*, 2001), évitant ainsi les biais induits par l'analyse d'un seul indicateur. Dans le présent travail, la possibilité de comparer les données obtenues par l'entremise de chacun des paléoindicateurs le long des profils tourbeux a également aidé à l'interprétation des données puisqu'elle a permis de : 1) vérifier la validité, la sensibilité et l'utilité de chacun des indicateurs et ce, dans divers types de milieux (fens et bogs, UMS ridée et à mares, dépôts récents (acrotelme) et anciens (catotelme)); 2) renforcer l'interprétation des sections au sein desquelles une concordance des indicateurs a été observée, et 3) remettre en contexte les niveaux pour lesquels des résultats divergents ont été suggérés par les indicateurs. L'approche multi-sources a fourni, en outre, une multitude d'informations, souvent complémentaires, relatives aux conditions hydroclimatiques passées. Toutefois, il a également été démontré dans les résultats que l'interprétation de telles données peut se révéler complexe puisqu'ils reflètent un niveau de sensibilité qui est propre à chacun

des indicateurs. Plusieurs études ont présenté de semblables conclusions quant aux avantages et inconvénients des analyses multi-sources (Blundell et Barber, 2005; Hugues *et al.*, 2006; Langdon *et al.*, 2003).

Les principales conclusions tirées des résultats des analyses multi-sources ayant été présentées dans ce mémoire sont les suivantes : 1) Les macrofossiles végétaux procurent d'importantes informations relatives à la succession temporelle des assemblages de végétation ayant colonisé la surface des tourbières. Ces données fournissent également de précieux indices quant à la qualité (labilité) du carbone ayant été séquestré par les divers environnements au fil du temps, permettant ainsi de mieux interpréter le taux d'accumulation et le degré d'humification de la tourbe. La résilience de certaines espèces face à des variations hydroclimatiques modérées et/ou de courte durée empêche toutefois la détection de certains des changements environnementaux. De plus, très peu d'informations peuvent être tirées des horizons très humifiés. 2) Les thécamibes, de même que la fonction de transfert appliquée aux assemblages (Booth, 2008), furent les paléoindicateurs les plus sensibles parmi les résultats obtenus dans cette recherche. Leur réponse rapide aux fluctuations hydrologiques a permis d'identifier un ensemble des changements environnementaux enregistrés dans les carottes provenant des UMS ridées, en plus d'avoir renforcé les résultats obtenus via les autres paléoindicateurs. De plus amples informations relatives aux effets du pH sur les assemblages, à la niche écologique des taxons préférant des conditions très humides (par exemple, *Amphitrema wrightianum* type), à la préservation des squelettes au fil du temps ainsi qu'à l'écologie de diverses espèces telles que *Diffugia pulex* type et *Hyalosphenia subflava*, sont toutefois nécessaires afin de pleinement exploiter le potentiel de cette méthode. 3) Les indicateurs abiotiques tels que les pourcentages de C et de N, le rapport C/N, la densité sèche ainsi que le taux d'humification de la tourbe n'ont pas toujours permis d'identifier les fluctuations hydrologiques reconstituées par les thécamibes et macrorestes. Puisque les résultats fournis par ces analyses abiotiques sont principalement liés aux processus de décomposition de la tourbe, ceux-ci ne procurent que des réponses indirectes aux variations hydroclimatiques passées. L'interprétation de telles données se trouve donc limitée puisque le type de tourbière (fen ou bog) et la composition de la tourbe (herbacée, ligneuse ou de sphaignes) possèdent aussi une influence sur ces indicateurs. Par exemple, les

macrorestes herbacés présentent généralement une moins grande résistance à la décomposition ainsi qu'un plus grand contenu en N que les restes ligneux et ceux de sphaignes (Aerts *et al.*, 1999). Des valeurs élevées d'humification (méthode par colorimétrie) et un faible rapport C/N (indiquant habituellement une accélération intensive du C dans l'acrotelme) peuvent alors être associés à ces herbacées. Une attention particulière doit donc être portée puisque les herbacées sont généralement associées à une nappe phréatique élevée (près de la surface) et devraient donc présenter les résultats inverses, c'est-à-dire une faible humification et un rapport C/N élevé. Dans le cas présent, la connaissance de la décomposition rapide de la tourbe herbacée ainsi que ses capacités de fixation de l'azote doivent donc être intégrés à l'interprétation.

Les résultats obtenus dans le cadre de cette étude illustrent également l'hétérogénéité et la complexité de la réponse spatiale et temporelle des tourbières face à des conditions changeantes. La comparaison de l'histoire paléohydroécologique obtenue pour chacune des carottes montre clairement qu'il existe une variabilité d'un site à l'autre (échelle microlocale), laquelle est probablement d'origine autogène (processus locaux intrinsèques au développement même du site). Pour la tourbière du lac Le Caron par exemple, alors que des conditions humides (et saturées) ont été reconstituées à partir de la carotte LLC\_MaP1 (UMS à mares) pour la période s'étalant entre 1790 et *ca* 530 cal. BP, les résultats de la carotte LLC\_RiP2 (UMS ridée) ont montré plusieurs fluctuations de l'humidité de surface entre 2750 et *ca* 560 cal. BP. Il est donc probable que la sensibilité aux conditions hydroclimatiques ambiantes ait été plus grande dans l'UMS ridée et possiblement associée au contexte topographique de la tourbière. En effet, l'altitude du bassin minéral (altitude de la surface moins épaisseur de tourbe) sous la tourbière présente une variation d'environ un mètre entre les UMS ridée (plus élevée) et à mares (plus basse). De plus, l'épaisseur de tourbe est plus élevée dans le secteur ridé (LLC\_RiP2 = 500 cm) que celle de l'UMS à mares (LLC\_MaP1 = 430 cm), ce qui permet probablement le ruissellement des eaux de surface vers le centre (déprime) de la tourbière (fig. 2.3, p. 16; Dallaire et Garneau, 2008). De nombreuses dépressions humides ainsi qu'une grande et profonde mare se trouvent d'ailleurs dans l'UMS à mares (fig. 2.3, p. 16). De telles conditions hydrologiques ont possiblement favorisé le maintien de conditions très humides ayant influencé le taux d'accumulation de la

tourbe (Hendon, Charman et Kent, 2001), sauf en cas de variations majeures (PAG, par exemple). Dans le cas de la tourbière Mosaik, les reconstitutions paléohydroécologiques issues des deux séquences tourbeuses sont semblables. Ces deux sites, d'altitude similaire, ont enregistré le passage de conditions minérotrophes (MOS\_RiP2) et saturées (MOS\_MaP1), à des conditions oligotrophes (MOS\_RiP2) vers 1000 cal. BP. Cette transition semble s'être produite rapidement au site MOS\_MaP1 puisqu'un assemblage dominé par *A. wrightianum* dans une tourbe décomposée (*Substantia humosa*) a été remplacé par une dominance d'*A. flavum* dans une matrice de tourbe de sphaigne peu décomposée (*Turfa bryophytica Sphagni*). Dans le cas de MOS\_RiP2, une période transitoire et bien drainée caractérisée par une abondance de macrorestes ligneux (dont *Picea mariana*) a été identifiée entre le fen à cypéracées et le bog à éricacées. Plus précisément, les horizons caractérisés par de forts pourcentages de macrorestes ligneux ont laissé place à une tourbe très décomposée, puis à la colonisation par les sphaignes. Cette transition a également été enregistrée par les thécamibes. L'ombrotrophication du site aurait été rendue possible par la présence des horizons de tourbe fortement décomposés, lesquels ont permis la séparation de la biomasse vivante et des apports en eau minérogène (Hughes, 2000). Encore une fois, des conditions de drainage variables à l'échelle locale pourraient expliquer les différences observées entre les successions reconstituées pour chacune des deux UMS dans la tourbière Mosaik. La proximité d'une butte rocheuse aujourd'hui colonisée par une forêt coniférienne (fig. 2.5, p. 17) pourrait avoir influencé l'écoulement des eaux souterraines aux deux sites de façon différente.

L'étude de carottes provenant de deux bassins tourbeux distincts a également permis d'identifier deux périodes humides au cours de l'Holocène récent (vers 1000 et 350 cal. BP). Ces changements n'ont été enregistrés que par trois des quatre carottes vu les conditions saturées et peu changeantes du site LLC\_MaP1. Il est toutefois possible que les variations à court et à moyen termes ayant été reconstituées dans les carottes soient davantage contrôlées par des facteurs autogènes, alors que seules les grandes tendances hydroclimatiques aient pu être influencées par des facteurs allogènes vu la relativement courte période de temps étudiée (3000 ans). Une perspective plus générale (à l'échelle de l'Holocène, par exemple) aurait possiblement permis d'identifier d'autres fluctuations régionales.

La principale conclusion tirée des analyses impliquant plusieurs carottes et tourbières est la suivante : les changements hydroclimatiques inférés d'analyses réalisées à haute résolution et provenant d'un seul profil tourbeux peuvent difficilement être généralisés (*upscalés*) à l'ensemble d'une tourbière. Le choix des sites de carottage est également un facteur déterminant à considérer. Un effort doit être déployé afin de ne faire ressortir que les fluctuations les plus significatives afin de permettre la reproduction des changements hydroclimatiques inférés à l'échelle locale.

L'interprétation de la signature isotopique des sphaignes à la surface des deux tourbières le long du gradient butte-dépression suggère que l'humidité de surface de la tourbière, laquelle est liée à la position de la nappe phréatique ainsi qu'aux espèces de sphaignes en présence, gouverne le signal isotopique du carbone contenu dans les sphaignes. Des valeurs plus négatives ont statistiquement été corrélées à une faible résistance de l'assimilation du carbone par les sphaignes, et donc à une nappe phréatique basse. D'autres facteurs, tels que l'assimilation de carbone provenant du carbone organique dissous (COD) contenu dans l'eau de la tourbière ainsi que la concentration en méthane ( $\text{CH}_4$ ) issue de la décomposition anaérobie de la tourbe, peuvent également influencer le  $\delta^{13}\text{C}$  des sphaignes colonisant les environnements les plus humides (Dever, Laithier et Hillaire-Marcel, 1982; Raghoebarsing *et al.*, 2005). De plus, les caractéristiques morphologiques (faible densité de rameaux) et socioécologiques (tapis de sphaignes lâche et épars) des sphaignes colonisant des microhabitats très humides font en sorte que celles-ci sont fortement affectées par les fluctuations de la nappe phréatique puisque l'humidité de surface au sein même du tapis de sphaignes est plus susceptible de diminuer au cours d'épisodes plus secs. Leur dessiccation lors de telles périodes modifie alors leur signature isotopique (valeurs plus négatives pouvant être confondues avec celles obtenues dans les environnements secs), complexifiant ainsi l'interprétation de telles données. Vu leur plus grande résistance à la dessiccation, les sphaignes colonisant les endroits secs (buttes hautes et basses) et modérément secs (platières) du gradient butte-dépression présentent des données plus fiables. La comparaison de la signature isotopique des sphaignes avec les autres paléoindicateurs le long de la carotte

LLC\_RIP2 démontre également le potentiel de l'utilisation de ces valeurs puisque, de façon générale, les valeurs mesurées s'arriment avec les fluctuations hydroclimatiques reconstituées des autres indicateurs. Les données présentées suggèrent donc que les processus de diagénèse, à court et long termes, n'influencent pas (ou peu) le  $\delta^{13}\text{C}$  des sphaignes et ce, bien que peu d'études aient toutefois fait mention de ces effets dans les sols tourbeux (Asada, Warner et Aravena, 2005). Un appauvrissement d'environ 1 ‰ du  $\delta^{13}\text{C}$  de *Sphagnum fuscum* a été observé dans l'acrotelme par Asada, Warner et Aravena (2005). Jedrysek et Skrzypek (2005) ainsi qu'Aucour et Hillaire-Marcel (1994) suggèrent, dans le même ordre d'idées, que la décomposition anaérobie n'altérerait pas (ou très peu) le  $\delta^{13}\text{C}$  des sphaignes vu la faible labilité de leurs composantes. Clymo et Bryant (2008) ont d'ailleurs démontré, à l'aide de simulations, que les pertes de carbone dans le catotelme proviennent du COD, du  $\text{CH}_4$  et du  $\text{CO}_2$  ayant migré depuis l'acrotelme, impliquant ainsi que la matière organique n'est que minimalement décomposée dans le catotelme. Une meilleure compréhension des effets de fractionnement pouvant être induits par les mécanismes de diagenèse (aérobie et anaérobie) serait toutefois indispensable afin d'assurer des reconstitutions paléohydrologiques fiables à partir du  $\delta^{13}\text{C}$  des macrorestes de sphaignes.

Les tourbières constituent à la fois d'importants puits de carbone (Frolking et Roulet, 2007) ainsi que des archives fiables, bien qu'incomplètes, de la succession des environnements passés (Charman et Chambers, 2004). Ces écosystèmes possèdent une dynamique spatiale et temporelle complexe, et de nombreux aspects de leur développement (initiation, succession, accumulation horizontale et verticale, dynamique du carbone) demeurent encore mal connus. Alors que de nombreuses études se penchent sur la compréhension des processus liés à la dynamique actuelle des tourbières (échanges de carbone avec l'atmosphère, effets du réchauffement climatique et des polluants anthropogènes sur la végétation, etc.), la perspective temporelle qu'offrent les études paléoécologiques permet une analyse des causes (facteurs allogènes et autogènes) et effets (taux net d'accumulation de la tourbe, succession végétale, etc.) à long terme des processus intrinsèques au fonctionnement des tourbières. La paléoécologie permet ainsi de juxtaposer le rôle du temps aux phénomènes observés à court terme. Elle permet également de confronter les modèles d'accumulation du carbone à des données empiriques régionales quantifiables.

## RÉFÉRENCES

- Aaby, B. 1976. "Cyclic climatic variations in climate over the past 5,500 yr reflected in raised bogs". *Nature*, vol. 263, p. 281-284.
- Aerts, R., Verhoeven, J.T.A., et D.F. Whigham. 1999. "Plant-mediated controls on nutrient cycling in temperate fens and bogs". *Ecology*, vol. 80, p. 2170-2180.
- Ali, A.A., Carcaillet, C. et Y. Bergeron. 2009. "Long-term spatial and temporal fire regime variability in the eastern Canadian boreal forest: direct and indirect effects of climate". *Global Change Biology*, vol. 15, no 5, p. 1230-1241.
- Ali, A.A., Ghaleb, B., Garneau, M., Asnong, H. et J. Loisel. 2008. "Recent peat accumulation rates in minerotrophic peatlands of the Bay James region, Eastern Canada, inferred by  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  radiometric techniques". *Applied Radiation and Isotopes*, vol. 66, no 10, p. 1350-1358.
- Appleby, P.G. et F. Oldfield. 1978. "The calculation of  $^{210}\text{Pb}$  dates assuming a constant rate of supply of unsupported  $^{210}\text{Pb}$  to the sediment". *Catena*, vol. 5, p. 1-8.
- Arlen-Pouliot, Y. et N. Bhry. 2005. "Palaeoecology of a palsa and a filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada". *The Holocene*, vol. 15, no 3, p. 408-419.
- Arseneault, D. et L. Sirois. 2004. "The millennial dynamics of a boreal forest stand from buried trees". *Journal of Ecology*, vol. 92, p. 490-504.
- Asada, T., Warner, B. et R. Aravena. 2005. "Effects of the early stage of decomposition on change in carbon and nitrogen isotopes in *Sphagnum* litter". *Journal of Plant Interactions*, vol. 1, no 4, p. 229-237.
- Aucour, A.-M., Bonnefille, R. et C. Hillaire-Marcel. 1999. "Sources and accumulation rates of organic carbon in an equatorial peat bog (Burundi, East Africa) during the Holocene: carbon isotope constraints". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 150, p. 179-189.
- Aucour, A-M et C. Hillaire-Marcel. 1994. "Late Quaternary biomass changes from  $^{13}\text{C}$  measurements in a highland peatbog from Equatorial Africa (Burundi)". *Quaternary Research*, vol. 41, p. 225-233.
- Banville, J.L., Paré, D. et M. Garneau. En révision. "Soil carbon stocks and soil carbon quality in a boreal landscape, James Bay, Québec". *Ecosystems*.



Barber, K.E. 1981. *Peat stratigraphy and climate change: a palaeoecological test of the theory of cyclic peat bog regeneration*. Balkema: Rotterdam.

Barber, K.E. 1993. "Peatlands as scientific archives of past biodiversity". *Biodiversity and Conservation*, vol. 2, p. 474-489.

Barber, K.E., Battarbee, R.W., Brooks, S.J., Eglinton, G., Haworth, E.Y., Oldfield, F., Stevenson, A.C., Thompson, R., Appleby, P.G., Austin, W.E.N., Cameron, N.G., Ficken, K.J., Golding, P., Harkness, D.D., Holmes, J.A., Hutchison, R., Lishman, J.P., Maddy, D., Pinder, L.C.V., Rose, N.L. et R.E. Stoneman. 1999. "Proxy records of climate change in the UK over the last two millenia: documented change and sedimentary records from lakes and bogs". *Journal of the Geological Society*, vol. 156, p. 369-380.

Barber, K., Chambers, F.M., Maddy, D., Stoneman, R et J.S. Brew. 1994. "A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England". *The Holocene*, vol.4, no 2, p. 198-205.

Barber, K.E., Chambers, F.M. et D. Maddy. 2003. "Holocene palaeoclimates from peat stratigraphy: macrofossil proxy climate records from three oceanic raised bogs in England and Ireland". *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, p. 529-531.

Barber, K., Dumayne-Peaty, L., Hughes, P., Mauquoy, D et R. Scaife. 1998. "Replicability and variability of the recent macrofossil and proxy-climate record from raised bogs: field stratigraphy and macrofossil data from Bolton Fell Moss and Walton Moss, Cumbria, England". *Journal of Quaternary Science*, vol. 13, no 6, p. 515-528.

Bastien, D.L. et M. Garneau. 1997. *Guide d'identification macroscopique des principales espèces de sphaignes rencontrées dans l'est du Canada*. Rapport 61, Canada : Commission Géologique du Canada, 43 p.

Beaulieu-Audy, V. 2006. *Reconstitution paléoécologique et dynamique de la végétation actuelle de trois tourbières dans la région de la rivière La Grande, Québec, Canada*. Mémoire de maîtrise, Montréal : Université du Québec à Montréal, 173 p.

Beaulieu-Audy, V., Garneau, M., Richard, P.J.H. et H. Asnong. Sous presse. "Holocene paleoecological reconstruction of three boreal peatlands in the *La Grande Rivière* area, Québec, Canada". *The Holocene*.

Bégin, Y. et S. Payette. 1988. "Dendroecological evidence of lake level changes during the last three centuries in subarctic Quebec". *Quaternary Research*, vol. 30, p. 210-220.

Belyea, L. et R.S. Clymo. 2001. "Feedback control of the rate of peat formation". *The Royal Society*, vol. 268, p. 1315-1321.

- Belyea, L.R. et N. Malmer. 2004. "Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change". *Global Change Biology*, vol. 10, p. 1043–1052.
- Belyea, L.R. et B.G. Warner. 1994. "Dating of the near-surface layer of a peatland in northwestern Ontario". *Boreas*, vol. 23, p. 259-269.
- Belyea, L.R. et B.G. Warner. 1996. "Temporal scale and the accumulation of peat in a *Sphagnum* bog". *Canadian Journal of Botany*, vol. 74, p. 366-377.
- Bhiry, N. et L. Filion. 2001. « Analyse des macrorestes végétaux ». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, sous la dir. de S. Payette et L. Rochefort, p. 260-273, Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval.
- Bhiry, N., Payette, S. et É. Robert. 2007. "Peatland development at the arctic tree line (Québec, Canada) influenced by flooding and permafrost". *Quaternary Research*, vol. 67, p. 436-437.
- Birks, H.J.B. et H.H. Birks. 1980. *Quaternary palaeoecology*. Oxford (Angl.) : Blackwell Scientific Publications, 283 p.
- Blackford, J. 2000. "Palaeoclimatic records from peat bogs". *Tree*, vol. 15, no 5, p. 193-198.
- Blackford, J. et F.M. Chambers. 1991. "Proxy records of climate from blanket mires: evidence for a Dark Age (1400 BP) climatic deterioration in the British Isles". *The Holocene*, vol. 1, no 1, p. 63-67.
- Blackford, J. et F.M. Chambers. 1993. "Determining the degree of peat decomposition for peat-based palaeoclimatic studies". *International Peat Journal*, vol. 5, p. 7-24.
- Blackford, J. et F.M. Chambers. 1995. "Proxy climate record for the last 1000 years from Irish blanket peat and a possible link to solar variability". *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 13, p. 145-150.
- Blodau, C. 2002. "Carbon cycling in peatlands – A review of processes and controls". *Environmental Review*, vol. 10, p. 111-134.
- Blundell, A. et K. Barber. 2005. "A 2800-year palaeoclimatic record from Tore Hill Moss, Strathspey, Scotland: the need for a multi-proxy approach to peat-based climate reconstruction". *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, p. 1261-1277.
- Blundell, A., Charman, D.J. et K.E. Barber. 2007. "Multiproxy late Holocene peat records from Ireland: towards a regional palaeoclimate curve". *Journal of Quaternary Science*, vol. 23, no 1, p. 59-71.

Booth, R.K. 2001. "Ecology of testate amoebae (Protozoa) in two Lake Superior coastal wetlands: Implications for paleoecology and environmental monitoring". *Wetlands*, vol. 21, no 4, p. 564-576.

Booth, R.K. 2002. "Testate amoebae as paleoindicators of surface-moisture changes on Michigan peatlands: modern ecology and hydrological calibration". *Journal of Paleolimnology*, vol. 28, p. 329-348.

Booth, R.K. 2008. "Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in *Sphagnum*-dominated peatlands of North America". *Journal of Quaternary Science* vol. 23, no 1, p. 43-57.

Booth, R.K. et S.T. Jackson. 2003. "A high-resolution record of late-Holocene moisture variability from a Michigan raised bog, Michigan". *The Holocene*, vol. 13, no 6, p. 863-876.

Booth, R.K., Jackson, S.T., Forman, S.L., Kutzbach, J.E., Bettis, E.A., Kreig, J. et D.K. Wright. 2005. "A severe centennial-scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages". *The Holocene*, vol. 15, no 3, p. 321-328.

Booth, R.K. et J.R. Zygmunt. 2005. "Biogeography and comparative ecology of testate amoebae inhabiting *Sphagnum*-dominated peatlands in the Great Lakes and Rocky Mountain regions of North America". *Diversity Distribution*, vol. 11, p. 577-590.

Booth, R.K. et M.E. Sullivan. 2007. *Key to testate amoebae inhabiting Sphagnum-dominated peatlands with an emphasis on taxa preserved in Holocene sediments*. Rapport interne faisant suite à l'atelier : A workshop focused on testate amoeba identification, ecology, and their use in paleoenvironmental reconstruction, 7-9 mars 2007, Montréal : Université du Québec à Montréal, 35 p.

Booth, R.K., Sullivan, M.E. et V.A. Sousa. 2008. "Ecology of testate amoebae in a North Carolina pocosin and their potential use as environmental and paleoenvironmental indicators". *Écoscience*, vol. 15, no 2, p. 277-289.

Braun-Blanquet, J. 1932. *Plant sociology*. New York : McGraw-Hill Book Inc., 439 p.

Brousseau, D. 2008. *Caractérisation des dépôts meubles et reconstitution paléogéographique quaternaire de la région du réservoir Eastmain-1, Baie James, Québec*. Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université du Québec à Montréal, 119 p.

Campbell, I.A., Campbell, C., Yu, Z., Vitt, D.H. et M.J. Apps. 2000. "Millennial-scale rhythms in peatlands in the western interior of Canada and in the global carbon cycle". *Quaternary Research*, vol. 54, p. 155-158.

Campbell, D. et L. Rochefort. 2001. « La végétation: gradients ». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, sous la dir. de S. Payette et L. Rochefort, p. 129-140. Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval.

- Caseldine, C., Baker, A., Charman, D.J. et D. Hendon. 2000. "A comparative study of optical properties of NaOH peat extracts: implications for humification studies". *The Holocene*, vol. 10, no 5, p. 649-658.
- Cash, J. et H. Wailes. 1915. *The British Freshwater Rhizopoda and Heliozoa*. Londres (Angl.): Ray Society.
- Chambers, F.M. et D.J. Charman. 2004. "Holocene environmental change: contributions from the peatland archive". *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 1-6.
- Chambers, F.M., Mauquoy, D., Brain, S.A., Blaauw, M et J.R.G. Daniell. 2007. "Globally synchronous climate change 2800 years ago: Proxy data from peat in South America". *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 253, p. 439-444.
- Charman, D.J. 1997. "Modelling hydrological relationships of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) on New Zealand peatlands". *Journal of the Royal Society of New Zealand*, vol. 27, p. 465-483.
- Charman, D.J. 2001. "Biostratigraphic and palaeoenvironmental applications of testate amoebae". *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, p. 1753-1760.
- Charman, D.J. 2002. *Peatlands and environmental change*. Chichester (Angl.): John Wiley and Sons, 301 p.
- Charman, D.J., Blundell, A. et les membres du groupe ACCROTELM. 2007. "A new European testate amoebae transfer function for palaeohydrological reconstruction on ombrotrophic peatlands". *Journal of Quaternary Science*, vol. 22, p. 209-221.
- Charman, D.J., Blundell, A., Chiverrell, R.C., Hendon, D. et P.G. Langdon. 2006. "Compilation of non-annually resolved Holocene proxy climate records: stacked Holocene peatland palaeo-water table reconstructions from northern Britain". *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, p. 336-350.
- Charman, D.J., Hendon, D. et W.A. Woodland. 2000. *The identification of testate amoebae (Protozoa : Rhizopoda) in peats*. Technical Guide no 9, Quaternary Research Association, Cheltenham (Angl.) : 147 p.
- Clymo, R.S. 1984. "The limits to peat growth". *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B, Biological Sciences*, vol. 303, no 1117, p. 605-654.
- Clymo, R.S. et C.L. Bryant. 2008. "Diffusion and mass flow of dissolved carbon dioxide, methane, and dissolved organic carbon in a 7-m deep raised peat bog". *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 72, p. 2048-2066.

Clymo, R.S., Turunen, J. et K. Tolonen. 1998. "Carbon accumulation in peatlands". *Oikos*, vol. 81, p. 368-388.

Coplen, T. 1995. "The discontinuance of SMOW and PDB". *Nature*, vol. 375, p. 285.

Crum, H.A. et L.E. Anderson. 1981. *Mosses of eastern North America*, vol. 1-2. New York : Columbia University Press, 576 p.

Dallaire, P.-L. et M. Garneau. 2008. "The use of a ground-penetrating radar (GPR) to characterize peat stratigraphy and estimate the carbon pool in a boreal peatland, Eastmain region, James bay, Quebec, Canada". *Proceedings, 12<sup>th</sup> International Conference on ground-penetrating radar, University of Birmingham, UK*.

D'Anglejan, B. 1982. "Patterns of recent sedimentation in the Eastmain estuary, prior to river cut-off". *Le Naturaliste canadien*, vol. 109, p. 363-374.

Dean Jr, W.E. 1974. "Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods". *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 44, no 1, p. 242-248.

Dever, L., Laithier, M. et C. Hillaire-Marcel. 1982. « Caractéristiques isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{CO}_2$ ,  $^3\text{H}$ ) des écoulements dans une tourbière sur pergélisol au Nouveau-Québec ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 19, no 6, p. 1255-1263.

Dorrepaal, E., Aerts, R., Cornelissen, J.H.C., Callaghan, T.V. et R.S.P. van Logtestijn. 2004. "Summer warming and increased winter snow cover affect *Sphagnum fuscum* growth, structure and production in a sub-arctic bog". *Global Change Biology*, vol. 10, p. 93-104.

Dyke, A.S. 2005. "Late Quaternary vegetation history of northern North America based on pollen, macrofossil, and faunal remains". *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 59, nos 2-3, p. 211-262.

Dyke, A.S., Moore, A. et L. Robertson. 2003. *Deglaciation of North America maps*. Dossier public 1574, Canada : Commission géologique du Canada.

Dyke, A.S., Vincent, J.-S., Andrews, J.T., Dredge, L.A. et W.R. Cowan. 1989. « L'Inlandsis Laurentidien : Introduction à la géologie quaternaire du Bouclier canadien ». In *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, vol. 1, sous la dir. de R.J. Fulton, p. 188-202, Canada : Commission Géologique du Canada.

Environnement Canada. 2007. *Normales et moyennes climatiques au Canada 1971-2000*. [http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate\\_normals/index\\_f.html?&](http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/index_f.html?&) (page consultée le 23 septembre 2007)

Environnement Canada. 2008. *Normales et moyennes climatiques au Canada 1971-2000*.

[http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate\\_normals/index\\_f.html?&](http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/index_f.html?&) (page consultée le 18 avril 2008)

Farley-Gill, L.D. 1980. "Contemporary pollen spectra in the James Bay lowland, Canada, and comparison with other forest-tundra assemblages". *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 34, no 3, p. 321-334.

Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R. et K.T. Hubick. 1989. "Carbon isotope discrimination and photosynthesis". *Annal Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, vol. 40, p. 503-37.

Ferland, M-E. 2007. *Végétation et changements hydrologiques postglaciaires dans la région de LG2 (Jamésie), par l'étude des sédiments d'un lac*. Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université de Montréal, 174 p.

Filion, L. 1984. "A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec". *Nature*, vol. 309, p. 543-546.

Filion, L. et S. Payette. 1993. "Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec". *Boreas*, vol. 22, p. 7-14.

Foster, D. et H.E. Jr Wright. 1990. "Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden". *Ecology*, vol. 71, p. 450-463.

Francey, R.J., Allison, C.E., Etheridge, D.M., Trudinger, C.M., Enting, I.G., Leuenberger, M., Langenfelds, R.L., Michel, E. et L.P. Steele 1999. "A 1000-year high precision record of  $\delta^{13}\text{C}$  in atmospheric  $\text{CO}_2$ ". *Tellus*, vol. 51B, p. 170-193.

Franzén, L. 1994. "Are wetlands the key to the ice-age cycle enigma?" *Ambio*, vol. 23, no 4, p. 300-308.

Franzén, L.G. 2006. "Increased decomposition of subsurface peat in Swedish raised bogs: are temperate peatlands still net sinks of carbon?" *Mire and Peat*, vol. 1, art. 3, p. 1-16.

Frolking, S. et N.T. Roulet. 2007. "Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions". *Global Change Biology*, vol. 13, p. 1-10.

Garneau, M. 1987. « Reconstitution paléoécologique d'une tourbière littorale de l'estuaire du Saint-Laurent: analyse macrofossile et sporopollinique ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, no 1, p. 109-125.

Garneau, M., Pelletier, L., Asnong, H., Brosseau, D., Lagacé-Banville, J., Beaulieu-Ady, V. et A. Quillet. 2005. *Projet Eastmain-1 : Émissions nettes de gaz à effet de serre – Rapport des travaux 2005: Caractérisation des milieux terrestres avant la mise en eau du réservoir EM-1*. Rapport interne, Université du Québec à Montréal, 200 p.

Gauthier, R. 2001. « Les sphaignes ». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, sous la dir. de S. Payette et L. Rochefort, p. 91-128. Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval.

GIEC. 2001. *Bilan 2001 des changements climatiques : conséquences, adaptation et vulnérabilité*. Cambridge (Angl.) : Cambridge University Press, 101 p.

GIEC. 2007. *Climate change 2007: Synthesis report*.  
[http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4\\_syr.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr.pdf) (page consultée le 22 avril 2008)

Gignac, L.D. 1994. "Peatland species preferences : An overview of our current knowledge base". *Wetlands*, vol. 14, no 3, p. 216-222.

Gignac, L.D., Gauthier, R., Rochefort, L. et J.L. Bubier. 2004. "Distribution and habitat niches of 37 peatland Cyperaceae species across a broad geographic range in Canada". *Canadian Journal of Botany*, vol. 82, p. 1292-1313.

Glaser, P.H., Hansen, B.C., Siegel, D.I., Reeve, A.S. et P.J. Morin. 2004. "Rates, pathways and drivers for peatland development in the Hudson Bay Lowlands, northern Ontario, Canada". *Journal of Ecology*, vol. 92, p. 1036-1053.

Gorham, E. 1991. "The role of northern peatlands in the carbon cycle, and probable responses to climatic warming". *Ecological Applications*, vol. 1, p. 182-195.

Gorham, E. et J.A. Janssens. 1992. "Concepts of fen and bog re-examined in relation to bryophyte cover and the acidity of surface waters". *Acta societatis botanicorum poloniae*, vol. 61, no 1, p. 7-20.

Gorham, E., Lehman, C., Dyke, A., Janssens, J. et L. Dyke. 2007. "Temporal and spatial aspects of peatland initiation following deglaciation in North America". *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, p. 300-311.

Grenier, M., Labrecque, S., Garneau, M. et A. Tremblay. 2008. "Object-based classification of a SPOT-4 image for mapping wetlands in the context of greenhouse gases emissions: the case of the Eastmain region, Québec, Canada". *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 34, suppl. 2, p. 398-416.

Grimm, E.C. 2004. *Logiciels Tilia et TG View*. Illinois State Museum, Research & Collection Center, Springfield, Illinois (États-Unis).

Groupe de travail national sur les terres humides. 1988. *Terres humides du Canada*. Montréal (Québec) : Polyscience Publications Inc., 452 p.

Groupe de travail national sur les terres humides. 1997. *Système de classification des terres humides du Canada*. 2<sup>e</sup> édition, Waterloo (Ont.) : University of Waterloo, 76 p.



- Hardy, L. 1977. « La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la Baie James ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no 3-4, p. 261-273.
- Heal, O.W. 1962. "The abundance and micro-distribution of testate amoebae (rhizopoda: testacea) in *Sphagnum*". *Oikos*, vol. 13, no 1, p. 35-47.
- Heiri, O., Lotten, A.F. et G. Lemcke. 2001. "Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results". *Journal of Paleolimnology*, vol. 25, p. 101-110.
- Hendon, D. et D.J. Charman. 1997. "The preparation of testate amoebae (Protozoa : Rhizopoda) samples from peat". *The Holocene*, vol. 7, no 2, p. 199-205.
- Hendon, D. et D.J. Charman. 2004. "High-resolution peatland water-table changes for the past 200 years: the influence of climate and implications for management". *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 125-134.
- Hendon, D., Charman, D.J. et M. Kent. 2001. "Palaeohydrological records derived from testate amoebae analysis from peatlands in northern England: within-site variability, between-site comparability and palaeoclimatic implications". *The Holocene*, vol. 11, no 2, p. 127-148.
- Hillaire-Marcel, C. 1986. "Isotopes and food". In *Handbook of environmental isotope geochemistry*, The terrestrial environment, vol. 2, sous la dir. de P. Fritz et J.-C. Fontes, Amsterdam (Pays-Bas) : Elsevier.
- Houell, S., Louchouart, P., Lucotte, M., Canuel, R. et B. Ghaleb. 2006. "Translocation of soil organic matter following reservoir impoundment in boreal systems: Implications for in situ productivity". *Limnology Oceanography*, vol. 51, no 3, p. 1497-1513.
- Hu, F.S. et R.B. Davis. 1994. "Postglacial development of a Maine bog and paleoenvironmental implications". *Canadian Journal of Botany*, vol. 73, p. 638-649.
- Hugues, P.D.M. 2000. "A reappraisal of the mechanisms leading to ombrotrophy in British raised mires". *Ecology Letters*, vol. 3, p. 7-9.
- Hugues, P.D.M. et K.E. Barber. 2003. "Mire development across the fen-bog transition on the Teifi floodplain at Tregaron Bog, Ceredigion, Wales, and a comparison with 13 other raised bogs". *Journal of Ecology*, vol. 91, p. 253-264.
- Hugues, P.D.M. et K. Barber. 2004. "Contrasting pathways to ombrotrophy in three raised bogs from Ireland and Cumbria, England". *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 65-77.



Hughes, P.D.M., Blundell, A., Charman, D.J., Bartlett, S., Daniell, J.R.G., Wojatschke, A et F.M. Chambers. 2006. "An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing". *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, p. 1208-1227.

Hugues, P.D.M. et L. Dumayne-Peaty. 2002. "Testing theories of mire development using multiple successions at Crymlyn Bog, West Glamorgan, South Wales, UK". *Journal of Ecology*, vol. 90, p. 456-471.

Hugues, P.D.M., Mauquoy, D., Barber, K.E., et P.G. Langdon. 2000. "Mire-development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England". *The Holocene*, vol. 10, no 4, p. 465-479.

Janssens, J.A. 1990. "Bryophytes". In *Methods in Quaternary ecology*, sous la dir. de B.G. Warner, p. 23-36. Stittsville (Ont.) : Geoscience Canada.

Jedrysek, M.-O. et G. Skrypek. 2005. "Hydrogen, carbon and sulphur isotope ratios in peat: the role of diagenesis and water regimes in reconstruction of past climates". *Environmental Chemistry Letters*, vol. 2Q, p. 179-183.

Jeglum, J.K., Rothwell, R.L., Berry, G.J. et G.K.M. Smith. 1992. *A peat sampler for rapid survey*. Frontline, Note technique, Sault-Ste-Marie (Ontario) : Service Canadien des Forêts.

Johnson, L.C. et A.W.H. Damman. 1991. "Species controlled *Sphagnum* decay on a south Swedish raised bog". *Oikos*, vol. 61, p. 234-242.

Kettles, I.M. et C. Tarnocai. 1999. "Development of a model for estimating the sensitivity of Canadian peatlands to climate warming". *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 53, no 3, p. 323-338.

Klinger, L.F. et S.K. Short. 1996. "Succession in the Hudson Bay Lowland, Northern Ontario, Canada". *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, vol. 28, no 2, p. 172-183.

Klinger, L.F., Taylor, J.H. et L.G. Franzén. 1996. "The Potential Role of Peatland Dynamics in Ice-Age Initiation". *Quaternary Research*, vol. 45, p. 89-92.

Kuhry, P., Halsey, L.A., Bayley, L.E. et D.H. Vitt. 1991. "Peatland development in relation to Holocene climatic change in Manitoba and Saskatchewan". *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, p. 1070-1090.

Kuhry, P., Nicholson, B.J., Gignac, L.D., Vitt, D.H. et S.E. Bayley. 1993. "Development of *Sphagnum*-dominated peatlands in boreal continental Canada". *Canadian Journal of Botany*, vol. 71, p. 10-22.

- Kuhry, P. et J. Turunen. 2006. "The postglacial development of boreal and subarctic peatlands". In *Boreal peatland ecosystems*, sous la dir. de R.K. Wieder et D.H. Vitt, p. 25-46, Ecological Studies, vol. 188, Berlin Heidelberg (Allemagne) : Springer-Verlag.
- Khury, P. et D.H. Vitt. 1996. "Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition". *Ecology*, vol. 77, p. 271-275.
- Lafleur, P.M., Hember, R.A., Admiral, S.W. et N.T. Roulet. 2005. "Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontario, Canada". *Hydrological Processes*, vol. 19, p. 3533-3550.
- Lamentowicz, M., Cedro, A., Galka, M., Goslar, T., Miotk-Szpiganowicz, G., Mitchell, E.A.D. et J. Pawlyta, J. 2008. "Last millenium palaeoenvironmental changes from a Baltic bog (Poland) inferred from stable isotopes, pollen, plant macrofossils and testate amoebae". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 265, p. 93-106.
- Lamentowicz M. et E.A.D. Mitchell. 2005. "The ecology of testate amoebae (Protists) in *Sphagnum* in north-west Poland in relation to peatland ecology". *Microbial Ecology*, vol. 39, p. 290-300.
- Langdon, P.G., Barber, K.E. et P.D.M. Hugues. 2003. "A 7500-year peat-based palaeoclimatic reconstruction and evidence for an 1100-year cyclicity in bog surface wetness from Temple Hill Moss, Pentland Hills, southeast Scotland". *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, p. 259-274.
- Lavoie, C. et D. Arseneault. 2001. "Late Holocene climate of the James Bay area, Québec, Canada, reconstructed using fossil beetles". *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, vol. 33, no 1, p. 13-18.
- Lavoie, M. 2001. « La paléohydrologie ». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, sous la dir. de S. Payette et L. Rochefort, p. 371-385. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- Lavoie, M. et P.J.H. Richard. 2000a. "The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Quebec". *Canadian Journal of Botany*, vol. 78, p. 668-684.
- Lavoie, M. et P.J.H. Richard. 2000b. « Paléoécologie de la tourbière du lac Malbaie, dans le massif des Laurentides (Québec) : évaluation du rôle du climat sur l'accumulation de la tourbe ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 54, no 2, p. 169-185.
- Loader, N.J., McCarroll, D., van der Knaap, W.O., Robertson, I. et M. Gagen. 2007. "Characterizing carbon isotopic variability in *Sphagnum*". *The Holocene*, vol. 17, no 3, p. 403-410.

- MacDonald, G.M., Beilman, D.W., Kremenetski, K.V. Sheng, Y., Smith, L.C. and A.A. Valichko. 2006. "Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> variations". *Nature*, vol. 314, p. 285-288.
- McNeil, J. et J.M. Waddington. 2003. "Moisture controls on *Sphagnum* growth and CO<sub>2</sub> exchange on a cutover bog". *Journal of Applied Ecology*, vol. 40, p. 354-367.
- Malmer, N. et E. Holm. 1984. "Variation in the C/N-quotient of peat in relation to decomposition rate and age determination with <sup>210</sup>Pb". *Oikos*, vol. 43, p. 171-182.
- Malmer, N., Johansson, T., Olsrud, M. et T.R. Christensen. 2005. "Vegetation, climatic changes and net carbon sequestration in a North-Scandinavian subarctic mire over 30 years". *Global Change Biology*, vol. 11, p. 1895-1909.
- Malmer, N. et B. Wallén. 2004. "Input rates, decay losses and accumulation rates of carbon in bogs during the last millenium : internal processes and environmental changes". *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 111-117.
- Maltby, E. et P. Immirzi. 1993. "Carbon dynamics in peatlands and other wetland soils, regional and global perspectives". *Chemosphere*, vol. 27, p. 999-1023.
- Marie-Victorin, Frère, 1995. *Flore laurentienne*. 3<sup>e</sup> édition, Montréal : Les Presses de l'Université de Montréal, 1093 p.
- Mauquoy, D., Engelkes, T., Groot, M.H.M., Markesteijn, F., Oudejans, M.G., van der Plicht, J. et B. van Geel. 2002a. "High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs". *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 186, p. 275-310.
- Mauquoy, D. van Geel, B., Blaauw, M. et J. van der Plicht. 2002b. "Evidence from northwest European bogs shows 'Little Ice Age' climatic changes driven by variations in solar activity". *The Holocene*, vol. 12, no 1, p. 1-6.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., van Geel, B., Borromei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F.M. et G. Possnert. 2004. "Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits". *Quaternary Research*, vol. 61, p. 148-158.
- Mauquoy, D. et van Geel, B. 2007. "Mire and peat macros". In *Encyclopedia of Quaternary science*, vol. 3, sous la dir. de S.A. Elias, p. 2315-2336, Amsterdam (Pays-Bas) : Elsevier.
- Melillo, J.M., Aber, J.D., Linkins, A.E., Ricca, A., Fry, B. et K.J. Nadelhoffer. 1989. "Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: Plant litter to soil organic matter". *Plant Soil*, vol. 115, p. 189-198.

- Ménot, G. et S.J. Burns. 2001. "Carbon isotopes in ombrogenic peat bog plants as climatic indicators: calibration from an altitudinal transect in Switzerland". *Organic Geochemistry*, vol. 32, p. 233-245.
- Ménot-Combes, G., Combes, P.-P. et S.J. Burns. 2004. "Climatic information from  $\delta^{13}\text{C}$  in plants by combining statistical and mechanistic approaches". *The Holocene*, vol. 14, no 6, p. 931-939.
- Mikaloff Fletcher, S.E., Tans, P.P., Bruhwiler, L.M., Miller, J.B. et M. Heimann 2004. "CH<sub>4</sub> sources estimated from atmospheric observations of CH<sub>4</sub> and its  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  isotopic ratios : 1. Inverse modelling of source processes". *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, 17 p.
- Mitchell, E.A.D. 2004. "Response of testate amoebae (Protozoa) to N and P fertilization in an arctic wet sedge tundra". *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 36, no 1, p. 78-83.
- Mitchell, E.A.D., Buttler, A., Warner, B. et J-M Gobat. 1999. "Ecology of testate amoebae (Protozoa : Rhizopoda) in *Sphagnum* dominated peatlands in the Jura mountains, Switzerland and France". *Écoscience*, vol. 6, p. 565-576.
- Mitchell, E.A.D. et D. Gilbert. 2004. "Vertical micro-distribution and response to nitrogen deposition of testate amoebae in *Sphagnum*". *Journal of Eukaryotic Microbiology*, vol. 51, no 4, p. 480-490.
- Mitchell, E.A.D., Charman, D.J. et B.G. Warner. 2007. "Testate amoebae analysis in ecological and paleoecological studies of wetlands: past, present and future". *Biodiversity and Conservation*, vol. 17, no 9, p. 2115-2137.
- Mitchell, E.A.D., Payne, R.J. et M. Lamentowicz. 2007. "Potential implications of differential preservation of testate amoeba shells for paleoenvironmental reconstruction in peatlands". *Journal of Paleolimnology*, vol. 40, no 2, 603-618.
- Moore, T.R., Blodau, C., Turunen, J., Roulet, N.T. et P.J.H. Richard. 2004. "Patterns of nitrogen and sulfur accumulation and retention in ombrotrophic bogs, eastern Canada". *Global Change Biology*, vol. 11, p. 356-367.
- Moore, T.R. et N.T. Roulet. 1993. "Methane flux : water table position relations in northern peatlands". *Geophysical Research Letters*, vol. 20, p. 587-590.
- Moore, T.R., Roulet, N.T. et J.M. Waddington. 1998. "Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of Canadian peatlands". *Climatic Change*, vol. 40, p. 229-245.
- Novak, M., Weider, R.K. et W.R. Schell. 1994. "Sulfur during early diagenesis in *Sphagnum* peat: insights from  $\delta^{34}\text{S}$  ratio profiles in  $^{210}\text{Pb}$ -dated peat cores". *Limnology and Oceanography*, vol. 39, no 5, p. 1172-1185.

- Nichols, J.E., Booth, R.K., Jackson, S.T., Pendall, E.G. et Y. Huang. 2006. "Paleohydrologic reconstruction based on *n*-alkane distributions in ombrotrophic peat". *Organic Geochemistry*, vol. 37, p. 1505-1513.
- Nungesser, M.K. 2003. "Modelling microtopography in boreal peatlands: hummocks and hollows". *Ecological Modelling*, vol. 165, p. 175-207.
- O'Leary, M.H. 1981. "Carbon isotope fractionation in plants". *Phytochemistry*, vol. 20, no 4, p. 553-567.
- Oprailova, V. et M. Hajek. 2006. "The variation of testacean assemblages (Rhizopoda) along the complete base-richness gradient in fens : a case study from the Western Carpathians". *Acta Protozoologica*, vol. 45, p. 191-204.
- Pancost, R.D., Baas, M., van Geel, B. et J.S.S. Damsté. 2003. "Biomarkers as proxies for plant inputs to peats: an example from a sub-boreal ombrotrophic bog". *Organic Geochemistry*, vol. 33, p. 675-690.
- Payette, S. 2001. « Les principaux types de tourbières ». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, sous la dir. de S. Payette et L. Rochefort, p. 39-90. Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval.
- Payette, S. et A. Bouchard. 2001. « Le contexte physique et biogéographique ». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, sous la dir. de S. Payette et L. Rochefort, p. 9-37. Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval.
- Payette, S. et L. Filion. 1993. "Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree-line in northern Québec". *Boreas*, vol. 22, no 1, p. 7-14.
- Payette, S. et L. Rochefort (éd.). 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Payne, J.R., Kishaba, K., Blackford, J.J. et E.A.D. Mitchell. 2006. "Ecology of testate amoebae (Protista) in south-central Alaska peatlands: building transfer-function models for palaeoenvironmental studies". *The Holocene*, vol. 16, no 3, p. 403-414.
- Payne, J.R. et E.A.D. Mitchell. 2007. "Ecology of testate amoebae from mires in the central Rhodope Mountains, Greece and development of a transfer function for palaeohydrological reconstruction". *Protist*, vol. 158, p. 159-171.
- Pelletier, L., Moore, T.R., Roulet, N.T., Garneau, M. et V. Beaulieu-Audy. 2007. "Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada". *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, 12 p.
- Penard, E. 1902. *Les Rhizopodes du bassin du Léman*. Genève (Suisse) : Kündig.

- Price, G.D., McKenzie, J.E., Pilcher, J.R. et S.T. Hoper. 1997. "Carbon-isotope variation in *Sphagnum* from hummock-hollow complexes: implications for Holocene climate reconstruction". *The Holocene*, vol. 7, p. 229-233.
- Proctor, M.C.F., Raven, J.A. et S.K. Rice. 1992. "Stable carbon isotope discrimination measurements in *Sphagnum* and other bryophytes: physiological and ecological implications". *Journal of Bryology*, vol. 17, p. 193-202.
- Raghoebarsing, A.A., Smolders, A.J.P., Schmid, M.C., Rijpstra, W.I.C., Wolters-Arts, M., Derksen, J., Jetten, M.S.M., Schouten, S., Damste, J.S.S., Lamers, L.P.M., Roelofs, J.G.M., op den Camp, H. et M. Strous. 2005. "Methanotrophic symbionts provide carbon for photosynthesis in peat bogs". *Nature*, vol. 436, p. 1153-1156.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E. et al. 2004. "INTCAL04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 kyr BP". *Radiocarbon*, vol. 46, no 3, p. 1029-1058.
- Rice, S.K. 2000. "Variation in carbon isotope discrimination within and among *Sphagnum* species in a temperate wetland". *Oecologia*, vol. 123, p. 1-8.
- Rice, S.K. et L. Giles. 1994. "Climate in the Pleistocene". *Nature*, vol. 371, p. 111.
- Rice, S.K. et L. Giles. 1996. "The influence of water content and leaf anatomy on carbon isotope discrimination and photosynthesis in *Sphagnum*". *Plant, cell and environment*, vol. 19, p. 118-124.
- Richard, P.J.H. 1979. « Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 33, no 1, p. 93-112.
- Richard, P.J.H. 1982. « Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, no 1-2, p. 63-90.
- Rocheftort, L. et G. Ayotte. 2006. *Les sphaignes du Québec. Clés d'identification visuelle et cartes de distribution*. Version préliminaire, Québec, Université Laval, 136 p.
- Rocheftort, L., Vitt, D.H. et S.E. Bayley. 1990. "Growth, production, and decomposition dynamics of *Sphagnum* under natural and experimentally acidified conditions". *Ecology*, vol. 7, p. 1986-2000.
- Roulet, N.T. 2000. "Peatlands, carbon storage, greenhouse gases, and the Kyoto protocol: prospects and significance for Canada". *Wetlands*, vol. 20, p. 605-615.
- Roulet, N.T., Lafleur, P.M., Richard, P.J.H., Moore, T.R., Humphreys, E.R. et J.L. Bubier. 2007. "Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland". *Global Change Biology*, vol. 13, p. 397-411.

- Rundel, P.W., Rundel, J.A. Ziegler, H. *et al.* 1979. "Carbon isotope ratios of Central Mexican Crassulaceae in natural and greenhouse environments". *Oecologia*, vol. 38, p. 45-50.
- Rydin, H. et J. Jeglum. 2006. *The biology of peatlands*. New York : Oxford University Press, 343 p.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Lopez-Pamo, E., Dabrio, C.J., Zapata, M.B.R., Garcia, M.J.G., Castano, S. et P.E. Martinez-Alfaro. 2004. "Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments?" *Journal of Paleolimnology*, vol. 32, p. 287-299.
- Sjörs, H., 1950. "On the relation between vegetation and electrolytes in north Swedish mire waters". *Oikos*, vol. 2, p. 241- 258.
- Speranza, A., van der Plicht, J. et B. van Geel. 2000. "Improving the time control of the Subboreal/Subatlantic transition in a Czech peat sequence by  $^{14}\text{C}$  wiggle-matching". *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, p. 1589-1604.
- Stockmarr, J. 1971. "Tablets with spores used in absolute pollen analysis". *Pollen et Spores*, vol. 13, no 4, p. 625-621.
- Stuiver, M. et P.J. Reimer. 2006. *CALIB 5.10 Radiocarbon calibration program*.  $^{14}\text{C}$ Chrono Centre, Queens University, Belfast (Irlande).
- Tarnocai, C. 2006. "The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands". *Global Planet Change*, vol. 53, p. 222-232.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M. et B. Lacelle. 2000. *Peatlands of Canada map*. Dossier public 3834, Canada : Commission géologique du Canada.
- Tarnocai, C. et V. Stolbovoy. 2006. "Northern peatlands : their characteristics, development and sensitivity to climate change". In *Peatlands: Evolution and records of environmental and climate changes*, sous la dir. de I.P. Martini, A. Martínez Corizas et W. Chesworth, p. 17-52, Amsterdam (Pays-Bas) : Elsevier.
- Telford, R.J., Heegaard, E. et H.J.B. Birks. 2004. "All age-depth models are wrong: but how badly?" *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, p. 1-5.
- Titus, JE et Wagner, DJ. 1984: "Carbon balance for two *Sphagnum* mosses: water balance resolves a physiological paradox". *Ecology*, vol. 65, no 6, p. 1765-1774.
- Troëls-Smith, J. 1955. "Characterization of unconsolidated sediments". *Danmarks Geologiske Undersøgelse Series*, vol. 4, no 3, p. 1-73.

- Turetsky, M., Manning, S.W. et K.R. Wieder. 2004. "Dating recent peat deposits". *Wetlands*, vol. 24, no 2, p. 324-356.
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K. et A. Reikainen. 2002. "Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – application to boreal and subarctic regions". *The Holocene*, vol. 12, no 1, p. 69-80.
- Turunen, J., Roulet, N.T., Moore, T.R. et P.J.H. Richard. 2004. "Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada". *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, 12 p.
- Viau, A.E., Gajewski, K., Fines, P., Atkison, D.E. et M.C. Sawada. 2002. "Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yr". *Geology*, vol. 30, no 5, p. 455-458.
- Viau, A.E., Gajewski, K., Sawada, M.C. et P. Fines. 2006. "Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene". *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, 12 p.
- Vincent, J-S. 1989. « Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien ». In *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, vol. 1, sous la dir. de R.J. Fulton, p. 266-295, Canada : Commission géologique du Canada.
- Vitt, D.H., Halsey, L.A., Bauer, I.E. et C. Campbell. 2000. "Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene". *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, p. 683-693.
- Vitt, D.H., Marsh, J.E. et R.B. Bovey. 1988. *Mosses, lichens and ferns of northwest North America*. Lone Pine Publishing, Canada.
- Wang, J., Nichols, J.E. et Y. Huang. 2008. "Novel proxies for reconstructing paleohydrology from ombrotrophic peatlands: biomarker and compound-specific H and C stable isotope ratios". *Earth and Ocean Science Transactions*, vol. 89, no 53, American Geophysical Union, Fall Meeting, Abstract B13B-0447.
- Warner, B.G. 1990a. "Plant Macrofossils". In *Methods in Quaternary ecology*, sous la dir. de B.G. Warner, p. 53-64. Stittsville (Ont.) : Geoscience Canada.
- Warner, B.G. 1990b. "Testate Amoebae (Protozoa)". In *Methods in Quaternary ecology*, sous la dir. de B.G. Warner, p. 65-74. Stittsville (Ont.) : Geoscience Canada.
- Warner, B.G. (éd.). 1990. *Methods in Quaternary ecology*. Stittsville (Ont.) : Geoscience Canada, 170 p.



- Warner, B.G., Asada, T. et N.P. Quinn. 2007. "Seasonal influences on the ecology of testate amoebae (Protozoa) in a small *Sphagnum* peatland in southern Ontario, Canada". *Microbial Ecology*, vol. 54, p. 91-100.
- Warner, B.G. et D.J. Charman. 1994. "Holocene soil moisture changes on a peatland in northwestern Ontario based on fossil testate amoebae (Protozoa) analysis". *Boreas*, vol. 23, p. 210-219.
- Warner, B.G. et R. Chengalath. 1988. "Holocene fossil *Habrotrocha angusticollis* (Bdelloidea: Rotifera) in North America". *Journal of Paleolimnology*, vol. 1, p. 141-147.
- Wedin, D.A., Tieszen, L.L., Dewey, B. et Pastor, J. 1995. "Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation". *Ecology*, vol. 76, p. 1383-1392.
- Weider, R.K. 2001. "Past, present and future peatland carbon balance: an empirical model based on  $^{210}\text{Pb}$ -dated cores". *Ecological Applications*, vol. 11, no 2, p. 327-342.
- Weider, K.R., Novak, M., Schell, W.R. et T. Rhodes. 1994. "Rates of peat accumulation over the past 200 years in five *Sphagnum* dominated peatlands in the United States". *Journal of Paleolimnology*, vol. 12, p. 35-47.
- White, J.W.C., Ciais, P., Figge, R.A., Kenny, R. et V. Markgraf. 1994. "A high-resolution record of atmospheric  $\text{CO}_2$  content from carbon isotopes in peat". *Nature*, vol. 367, p. 153-156.
- Whiting, G.J. et J.P. Chanton. 2001. "Greenhouse carbon balance of wetlands : methane emission versus carbon sequestration". *Tellus*, vol. 53B, p. 521-528.
- Williams, T.G. et L.B. Flanagan. 1996. "Effect of changes in water content on photosynthesis, transpiration and discrimination against  $^{13}\text{CO}_2$  and  $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$  in *Pleurozium* and *Sphagnum*". *Oecologia*, vol. 108, p. 38-46.
- Woodland, W., Charman, D. et P.C. Sims. 1998. "Quantitative estimates of water tables and soil moisture in Holocene peatlands from testate amoebae". *The Holocene*, vol. 8, p. 261-273.
- Xie, S., Nott, C.J., Avsejs, L.A., D. Maddy, F.M. Chambers et R.P. Evershed. 2004. "Molecular and isotopic stratigraphy in an ombrotrophic mire for paleoclimate reconstruction". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 68, no 13, p. 2849-2862.
- Yeloff, D. et D. Mauquoy. 2006. "The influence of vegetation composition on peat humification : implications for palaeoclimatic studies". *Boreas*, vol. 35, 662-673.
- Yu, Z. 2006. "Modeling ecosystem processes and peat accumulation in boreal peatlands". In *Boreal peatland ecosystems*, sous la dir. de R.K. Wieder et D.H. Vitt, p. 313-327, Ecological Studies, vol. 188, Berlin Heidelberg (Allemagne) : Springer-Verlag.

Yu, Z., Campbell, I.D., Campbell, C., Vitt, D.H., Bond, G.C. et M.J. Apps. 2003. "Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales". *The Holocene*, vol. 13, no 6, p. 801-808.

Zobel, M. 1988. "Autogenic succession in boreal mires – a review". *Folia Geobotanica et Phytotaxonomica* 28: 417-445.

**ANNEXE A**

Relevés de végétation



HYLOCOMIACEAE						
<i>Pleurozium schreberi</i>	2	1	1	1	1	1
<b>SPHAIGNES</b>						
SPHAGNACEAE						
<i>Sphagnum magellanicum</i>	2	4	2	2	3	3
<i>Sphagnum fuscum</i>	4	2	1	4	2	2
<i>Sphagnum pulchrum</i>	2	3	4	1	3	3
<i>Sphagnum capillifolium</i>	1	3	1	1	1	1
<i>Sphagnum warnstorffii</i>	2	1	1	1	1	1
<i>Sphagnum rubellum</i>	1	1	2	1	3	2
<i>Sphagnum teres</i>	1	1	2	1	1	1
<i>Sphagnum angustifolium</i>	3	2	1	3	1	1
<i>Sphagnum majus</i>	1	1	5	1	1	3
<b>GYMNOSPERMES</b>						
PINACEAE						
<i>Larix laricina</i>	2	1	1	2	1	2
<b>ANGIOSPERMES</b>						
<b>MONOCOTYLES</b>						
CYPERACEAE						
<i>Carex pauciflora</i>	1	1	1	1	2	1
<i>Carex oligosperma</i>	1	1	1	1	1	2
<i>Eriophorum</i>	3	3	1	1	1	1
<i>vaginatum</i> ssp. <i>spissum</i>						
<i>Eriophorum virginicum</i>	1	2	1	1	1	1
<i>Trichophorum cespitosum</i>	1	3	1	1	1	1
SCHEUCHZERIAACEAE						
<i>Scheuchzeria palustris</i>	1	1	3	1	1	3
<b>ANGIOSPERMES</b>						
<b>DICOTYLES</b>						
DROSERACEAE						
<i>Drosera rotundifolia</i>	1	1	1	1	1	1
<i>Drosera intermedia</i>	1	1	1	1	1	1
ERICACEAE						
<i>Vaccinium oxycoccos</i>	1	1	1	1	1	1
<i>Kalmia polifolia</i>	2	2	2	1	2	2
<i>Kalmia angustifolia</i>	3	3	1	3	2	1
<i>Andromeda glaucophylla</i>	2	2	2	2	2	2
<i>Chamaedaphne</i>	3	3	2	3	3	2
<i>calyculata</i>						
<i>Rhododendron</i>	2	2	1	1	2	2

*groenlandicum*

ROSACEAE

<i>Rubus chamaemorus</i>	2	1	1	2	2	1
--------------------------	---	---	---	---	---	---

SARRACENIACEAE

<i>Sarracenia purpurea</i>	1	2	2	1	1	1
----------------------------	---	---	---	---	---	---

**Tableau 2**  
Abondance des taxons de l'UMS ridée, tourbière du Lac Le Caron

Taxons	L-Ri-B1	L-Ri-P1	L-Ri-D1	L-Ri-B2	L-Ri-P2	L-Ri-D2
Date	23/07/2006	23/07/2006	23/07/2006	28/07/2006	28/07/2006	23/07/2006
Analystes	JL, CL, SvB	JL, CL, SvB	JL, CL, SvB	JL, CL	JL, CL	JL, CL, SvB
Coordo. géogr.	442304mE	442308mE	442316mE	442330mE	442336mE	442608mE
(UTM NAD83, Zone 18)	5793304mN	5793309mN	5793311mN	5793309mN	5793309mN	5793420mN
<b>LICHENS</b>						
<b>LICHEN</b>						
<i>Lichen</i> sp.	1	1	1	2	1	1
<b>HÉPATIQUES</b>						
<b>CEPHALOZIACEAE</b>						
<i>Cladopodiella fluitans</i>	1	1	1	1	1	1
<b>JUNGERMANNIACEAE</b>						
<i>Mylia anomala</i>	1	1	1	1	1	1
<b>MOUSSES</b>						
<b>HYLOCOMIACEAE</b>						
<i>Pleurozium schreberi</i>	1	1	1	3	1	1
<b>SPHAIGNES</b>						
<b>SPHAGNACEAE</b>						
<i>Sphagnum magellanicum</i>	1	3	3	1	3	2
<i>Sphagnum fuscum</i>	4	2	1	4	2	1
<i>Sphagnum pulchrum</i>	1	3	3	1	4	4
<i>Sphagnum capillifolium</i>	1	1	1	3	1	1
<i>Sphagnum rubellum</i>	2	1	1	1	1	1
<i>Sphagnum angustifolium</i>	2	1	1	1	3	1
<i>Sphagnum majus</i>	1	1	3	1	1	2
<i>Sphagnum warnstorffii</i>	1	1	1	1	2	1
<b>GYMNOSPERMES</b>						
<b>PINACEAE</b>						
<i>Picea mariana</i>	2	2	1	3	1	1
<b>ANGIOSPERMES</b>						
<b>MONOCOTYLES</b>						
<b>CYPERACEAE</b>						
<i>Carex pauciflora</i>	2	3	2	1	5	2
<i>Carex oligosperma</i>	1	3	5	1	3	2
<i>Carex limosa</i>	1	1	1	1	3	2

<i>Eriophorum vaginatum</i>	1	1	1	2	1	1
ssp. <i>spissum</i>						
<i>Trichophorum cespitosum</i>	1	1	1	1	3	3
SCHEUCHZERIAACEAE						
<i>Scheuchzeria palustris</i>	1	3	5	1	1	2
ANGIOSPERMES						
DICOTYLES						
DROSERACEAE						
<i>Drosera rotundifolia</i>	1	1	1	1	1	1
ERICACEAE						
<i>Vaccinium oxycoccos</i>	1	1	1	1	1	1
<i>Kalmia polifolia</i>	1	2	2	2	2	2
<i>Kalmia angustifolia</i>	2	1	1	3	1	1
<i>Andromeda glaucophylla</i>	1	2	2	2	2	2
<i>Chamaedaphne</i>						
<i>calyculata</i>	2	2	2	2	2	2
<i>Rhododendron</i>						
<i>groenlandicum</i>	2	1	1	2	1	1
ROSACEAE						
<i>Rubus chamaemorus</i>	2	1	1	1	1	1
SARRACENIACEAE						
<i>Sarracenia purpurea</i>	1	1	1	1	2	2





<i>Carex pauciflora</i>	1	2	2	1	1	1
<i>Carex oligosperma</i>	1	1	1	1	2	2
<i>Carex limosa</i>	1	1	1	1	1	1
<i>Rhynchospora alba</i>	1	1	2	1	2	1
<i>Eriophorum vaginatum</i> ssp. <i>spissum</i>	1	2	2	1	1	1
<i>Eriophorum virginicum</i>	1	1	1	1	3	1
<i>Trichophorum cespitosum</i>	1	1	1	1	3	3

## SCHEUCHZERIAACEAE

<i>Scheuchzeria palustris</i>	1	1	3	1	2	2
-------------------------------	---	---	---	---	---	---

**ANGIOSPERMES**  
**DICOTYLES**

## DROSERACEAE

<i>Drosera rotundifolia</i>	1	1	1	1	1	1
<i>Drosera intermedia</i>	1	1	1	1	1	1

## ERICACEAE

<i>Vaccinium oxycoccos</i>	1	1	1	1	1	1
<i>Kalmia polifolia</i>	2	2	2	1	2	1
<i>Kalmia angustifolia</i>	1	1	1	2	1	1
<i>Andromeda glaucophylla</i>	2	1	2	1	2	2
<i>Chamaedaphne calyculata</i>	2	2	2	2	2	2
<i>Rhododendron</i> <i>groenlandicum</i>	2	1	1	2	1	1

## ROSEACEAE

<i>Rubus chamaemorus</i>	2	2	2	2	2	1
--------------------------	---	---	---	---	---	---

## SARRACENIACEAE

<i>Sarracenia purpurea</i>	1	1	1	1	1	1
----------------------------	---	---	---	---	---	---

**Tableau 4**  
Abondance des taxons de l'UMS ridée, tourbière Mosaik

Taxons	M-Ri-B1	M-Ri-P1	M-Ri-D1	M-Ri-B2	M-Ri-P2	M-Ri-D2
Date	24/07/2006	24/07/2006	24/07/2006	26/07/2006	26/07/2006	26/07/2006
Analystes	JL, CL	JL, CL	JL, CL	JL, CL	JL, CL	JL, CL
Coordo. géogr. (UTM NAD83, Zone 18)	472663mE 5759204mN	472870mE 5759194mN	472866mE 5759199mN	472884mE 5759159mN	472883mE 5759164mN	472873mE 5759173mN
<b>ALGUES</b>						
ALGUAE						
<i>Algues</i> sp.	1	1	1	1	1	1
<b>LICHENS</b>						
LICHEN						
<i>Lichen</i> sp.	1	1	1	2	1	1
<b>HÉPATIQUES</b>						
CEPHALOSPORANGIACEAE						
<i>Cladopodiella fluitans</i>	1	1	1	1	1	1
JUNGERMANNIACEAE						
<i>Mylia anomala</i>	1	1	1	1	1	1
<b>MOUSSES</b>						
HYLOCOMIACEAE						
<i>Pleurozium schreberi</i>	1	1	1	3	1	1
<b>SPHAIGNES</b>						
SPHAGNACEAE						
<i>Sphagnum magellanicum</i>	2	3	3	5	3	3
<i>Sphagnum fuscum</i>	4	3	1	3	2	1
<i>Sphagnum pulchrum</i>	1	1	2	1	5	3
<i>Sphagnum capillifolium</i>	1	2	1	1	2	1
<i>Sphagnum angustifolium</i>	2	1	1	3	1	1
<i>Sphagnum rubellum</i>	1	1	1	1	3	3
<i>Sphagnum majus</i>	1	1	4	1	1	3
<i>Sphagnum russowii</i>	1	3	1	2	3	1
<b>GYMNOSPERMES</b>						
PINACEAE						
<i>Picea mariana</i>	2	2	1	2	1	1
<b>ANGIOSPERMES</b>						
<b>MONOCOTYLES</b>						
CYPERACEAE						
<i>Carex pauciflora</i>	1	1	1	1	2	1
<i>Carex oligosperma</i>	3	3	2	1	2	3
<i>Carex limosa</i>	1	1	1	1	1	2
<i>Eriophorum vaginatum</i>	3	3	1	2	1	1

ssp. <i>spissum</i>						
<i>Trichophorum cespitosum</i>	1	1	5	1	1	1
SCHEUZERIACEAE						
<i>Scheuchzeria palustris</i>	1	1	3	1	1	1
<b>ANGIOSPERMES</b>						
<b>DICOTYLES</b>						
DROSERACEAE						
<i>Drosera rotundifolia</i>	1	1	1	1	1	1
ERICACEAE						
<i>Vaccinium oxycoccos</i>	1	1	1	1	1	1
<i>Kalmia polifolia</i>	2	2	1	1	2	1
<i>Kalmia angustifolia</i>	3	1	1	3	2	1
<i>Andromeda glaucophylla</i>	1	2	1	1	1	1
<i>Chamaedaphne</i> <i>calyculata</i>	1	2	1	2	2	2
<i>Rhododendron</i> <i>groenlandicum</i>	1	2	1	2	2	1
ROSACEAE						
<i>Rubus chamaemorus</i>	1	1	1	2	5	1

**ANNEXE B**

Paramètres physico-chimiques de la nappe phréatique

## PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES DE LA NAPPE PHRÉATIQUE

Tourbière	Biotope	Prof. NP (cm)	pH	T (°C)	CE ( $\mu$ S/cm)	CE <sub>corr</sub> ( $\mu$ S/cm)	Date (j/m/a)
Lac Le Caron	L-Ma-B1	21	4,06	18,8	101,7	73,4	22/07/06
	L-Ma-P1	7,5	4,35	16,5	50,0	35,5	22/07/06
	L-Ma-D1	0	3,45	23,1	37,5		22/07/06
	L-Ma-B2	25	4,00	17,8	150,0	117,5	22/07/06
	L-Ma-P2	4	4,07	21,2	90,0	62,3	22/07/06
	L-Ma-D2	0	4,08	21,9	89,3	62,3	23/07/06
	L-Ri-B1	35	2,89	20,0	34,5		23/07/06
	L-Ri-P1	8	2,98	23,0	36,8		23/07/06
	L-Ri-D1	0	3,12	24,3	42,3		23/07/06
	L-Ri-B2	40	4,00	25,7	37,0	4,5	31/07/06
	L-Ri-P2	6	3,98	26,5	37,2	3,16	31/07/06
	L-Ri-D2	0	3,93	25,1	28,6		31/07/06
Mosaik	M-Ma-B1	37	4,02	21,8	22,4		24/07/06
	M-Ma-P1	10	3,95	23,8	36,0		24/07/06
	M-Ma-D1	0	4,01	23,4	31,1		24/07/06
	M-Ma-B2	40	4,05	22,0	50,8	21,8	24/07/06
	M-Ma-P2	5	4,04	22,3	56,4	26,8	24/07/06
	M-Ma-D2	0	3,99	26,3	32,0		24/07/06
	M-Ri-B1	35	4,50	23,7	50,9	40,6	24/07/06
	M-Ri-P1	16	2,99	23,2	57,6		24/07/06
	M-Ri-D1	0	4,02	25,0	47,5	16,5	24/07/06
	M-Ri-B2	36	4,02	25,0	54,6	23,6	26/07/06
	M-Ri-P2	12	4,32	19,7	60,8	45,2	26/07/06
	M-Ri-D2	0	4,27	23,1	64,8	47,3	26/07/06

## **ANNEXE C**

Taxons de thécamibes recensés

## TAXONS DE THÉCAMIBES RECENSÉS

Code	Taxon
ampfla	<i>Amphitrema flavum</i>
ampwri	<i>Amphitrema wrightianum</i> type
arcart	<i>Arcella artocrea</i> type
arccat	<i>Arcella catinus</i> type
archem	<i>Arcella hemispherica</i> type
arcdis	<i>Arcella discoides</i> type
assmus	<i>Assulina muscorum</i>
asssem	<i>Assulina seminulum</i>
bulind	<i>Bullinularia indica</i>
cencas	<i>Centropyxis cassis</i> type
ceneco	<i>Centropyxis ecornis</i> type
cenpla	<i>Centropyxis platystoma</i> type
cenacu	<i>Centropyxis acuelata</i> type
cortri	<i>Corythion/Trinema</i> type
cycarc	<i>Cyclopyxis arcelloides</i> type
difluc	<i>Diffugia lucida</i> type
difrub	<i>Diffugia rubescens</i>
difbac	<i>Diffugia bacillifera</i> type
difpul	<i>Diffugia pulex</i> type
difpri	<i>Diffugia pristis</i> type
diffas	<i>Diffugia fascicularis</i> type
difglo	<i>Diffugia globulosa</i> type
eugstr	<i>Euglypha strigosa</i> type
eugtub	<i>Euglypha tuberculata</i> type
eugrot	<i>Euglypha rotunda</i> type
helsph	<i>Heleopera sphagni</i>
helsyl	<i>Heleopera sylvatica</i>
helpet	<i>Heleopera petricola</i>
hyaele	<i>Hyalosphenia elegans</i>
hyamin	<i>Hyalosphenia minuta</i>
hyapap	<i>Hyalosphenia papilio</i>
hyasub	<i>Hyalosphenia subflava</i>
nebcar	<i>Nebela carinata</i>
nebcoll	<i>Nebela collaris-bohemica</i> type
nebfla	<i>Nebela flabellulum</i>
nebmar	<i>Nebela marginata</i>
nebmil	<i>Nebela militaris</i>
nebtin	<i>Nebela tinctoria</i>
nebvitr	<i>Nebela vitrea</i>
phracr	<i>Phryganella acropodia</i> type
pseful	<i>Pseudodiffugia fulva</i> type



plaspi	<i>Placocista spinosa</i>
sphlen	<i>Sphenoderia lenta</i>
triarc	<i>Trigonopyxis arcula</i> type
trimin	<i>Trigonopyxis minuta</i>

---